



Auswertung von Ceilometer-Daten in der atmosphärischen Grenzschicht der Arktis

Bachelorarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades Bachelor of Science

im Fachgebiet Geowissenschaften

vorgelegt von: Claudia Voigt

angefertigt am: Alfred-Wegener-Institut

Studienbereich: Geowissenschaften

Matrikelnummer: 759390

Erstgutachter: Dr. Christoph Ritter

Zweitgutachter: apl. Prof. Dr. Frank Krüger

Zusammenfassung

Die Arktis steht aufgrund ihrer verstärkten Klimawirkung aktuell besonders im Interesse der Forschung. Doch in polaren Breiten stellt die Erfassung von Daten für Mensch und Technik eine große Herausforderung dar. Kontinuierliche Datensätze über lange Zeiträume sind deshalb eher selten. Das auf Spitzbergen gelegene Ny-Ålesund ist eine der wenigen dauerhaft betriebenen Forschungsstationen in der Arktis. Hier werden unterschiedlichste Disziplinen miteinander vereint und zahlreiche Messungen durchgeführt. Eines dieser Instrumente ist das Ceilometer CL51. Grundsätzlich dient es der Bestimmung der Wolkenuntergrenze, der vertikalen Sichtbarkeit und der Wolkenbedeckung. Ziel dieser Arbeit ist es, weitere Möglichkeiten und Grenzen des Ceilometers CL51 aufzuzeigen. Wie in dieser Arbeit beschrieben, kann es auch zur Bestimmung der Aerosolpartikel-Konzentration, insbesondere in der atmosphärischen Grenzschicht genutzt werden. Durch Kombination mit Daten anderer Messinstrumente können Rückstreuprofile der Atmosphäre fast vom Boden bis in die Stratosphäre hinein erzeugt werden. Ein weiteres Ziel war die Verbesserung der Datenauswertung. Dazu wurde eine neue Methode entwickelt, in welcher das Ceilometer in unterschiedlichen Neigungswinkeln zum Einsatz kommt.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	... 1
2. Strahlungsprozesse in der Atmosphäre	... 7
2.1. Absorption	... 7
2.2. Emission	... 8
2.3. Streuung	... 8
2.3.1. Rayleigh-Streuung	... 9
2.3.2. Mie-Streuung	... 9
2.3.3. Raman-Streuung	...10
3. Klima über Ny-Ålesund	...12
4. Ceilometer CL51	...16
4.1. Aufbau	...16
4.2. Funktionsweise	...20
4.2.1. Verbesserung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses	...20
4.2.2. Höhennormalisierung	...21
4.3. Bestimmung der Wolkenuntergrenze – Der Sky Condition Algorithmus	...21
5. LiDAR-Prinzip	...24
5.1. LiDAR-Gleichung	...24
5.2. LiDAR-Verhältnis	...26
5.3. Klett-Methode	...27
6. Lösung der LiDAR-Gleichung	...29
6.1. Ableitung der Randbedingung aus KARL-Daten	...33
7. Neuer Lösungsansatz – Neigung des Ceilometers	...36
7.1. Methode	...36
7.2. Durchführung	...38
7.3. Auswertung und Fehlerabschätzung	...40
8. Fazit und Ausblick	...45
9. Literaturverzeichnis	...47
10. Abbildungsverzeichnis	...51
A Anhang	... i

1. Einleitung

Ohne den natürlichen Treibhauseffekt wäre kein Leben auf der Erde möglich. Die kurzwellige Einstrahlung der Sonne durchdringt die Atmosphäre, wird an der Erdoberfläche in langwellige Wärmestrahlung umgewandelt und von der Erde wieder abgegeben. Die in der Atmosphäre befindlichen Treibhausgase, beispielsweise Wasser, Methan, Stickoxide und Kohlenstoffdioxid, nehmen einen Teil der von der Erde emittierten Wärmestrahlung auf und tragen so zur Erwärmung der Atmosphäre bei. Ohne diesen Absorptionsvorgang würde die globale Durchschnittstemperatur lediglich bei -18°C liegen. Der natürliche Treibhauseffekt sorgt für eine globale Mitteltemperatur von 15°C und macht damit die Entwicklung des Lebens auf der Erde erst möglich.

Dieser natürliche Treibhauseffekt wurde in den vergangenen 150 Jahren durch den Einfluss eines zusätzlichen Faktors verstärkt. Seit 1960 hat sich die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre von 320 ppm auf etwa 400 ppm erhöht. Gleichzeitig ist die globale Durchschnittstemperatur um etwa 1°C angestiegen (Abb. 1.1). Diese starke Zunahme der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre ist nicht vollständig durch natürliche Prozesse zu erklären. Vor allem durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe und die veränderte Landnutzung trägt der Mensch den entscheidenden Anteil an der Erhöhung der CO_2 -Konzentration und somit zur globalen Erwärmung bei. Erste Folgen des Klimawandels sind schon jetzt erkennbar. Weltweit schmelzen die Gletscher ab. Das Meereis und die Eisschilde über Grönland gehen zurück [Johannessen et al., 2004]. Dadurch und durch die Erwärmung der Ozeane steigt der Meeresspiegel an, momentan um 3.3 mm pro Jahr [Cazenave und Remy, 2011]. Mit hoher Wahrscheinlichkeit nehmen auch Extremwetterereignisse, wie Hitzewellen, Dürren und Überschwemmungen aufgrund des veränderten Wasserhaushaltes zu [IPCC, 2013]. Des Weiteren nehmen die Meere einen Teil des atmosphärischen Kohlenstoffdioxids auf, wodurch sich Kohlensäure bildet. Der pH-Wert der Meere ist seit der vorindustriellen Zeit bereits um 0.11 gesunken [Jacobson, 2005; Kleypas et al., 2006]. Nach neuesten Forschungsergebnissen droht eine Versauerung der Ozeane, welche vor allem das Wachstum kalkbildender Organismen wie Korallen, Muscheln und Schnecken bedroht.

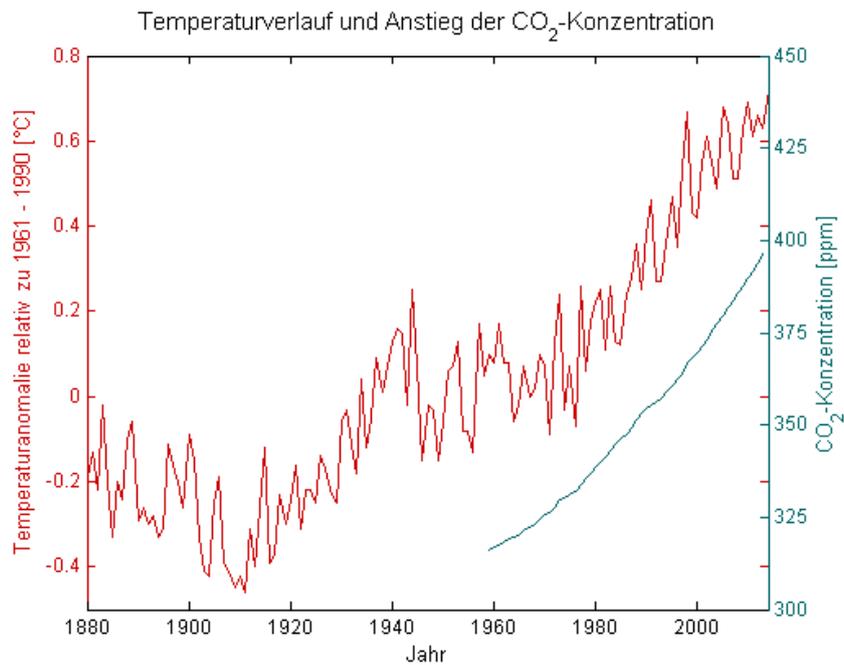


Abb. 1.1:
gemessener globaler Temperaturverlauf zwischen 1880 und 2014 relativ zu der Normalperiode 1961-1990 (rot) und Anstieg der CO₂-Konzentration gemessen am Mauna Loa Observatorium, Hawaii zwischen 1959 und 2013 (blau). [Daten: NOAA]

Auch Aerosole können eine wichtige Rolle im Klimawandel spielen. Als Aerosole bezeichnet man feste oder flüssige Teilchen mit einem Durchmesser von etwa 1 nm bis mehr als 100 µm, die in der Luft schweben. Sie können sowohl durch natürliche Prozesse, wie Vulkanausbrüche, Waldbrände oder Winde, als auch durch menschliche Aktivitäten, wie die Verbrennung fossiler Brennstoffe entstehen. Zu den Aerosolen zählen unter anderem Mineralstaub, Meersalz, Pollen und Bakterien, organische Verbindungen und Ruß. Aerosole haben einen signifikanten Effekt auf viele Komponenten des Erdsystems [Carslaw, 2010]. Sie beeinflussen beispielsweise die Strahlungsbilanz der Atmosphäre, die Verfügbarkeit von Nährstoffen im Ozean und die Albedo von Eis und Schnee. Infolge des Klimawandels können sich die physikalischen und biologischen Systeme, die Aerosole produzieren, verändern. Nach Carslaw [2010] wird sich die Aerosolverteilung infolge des Klimawandels verändern. Dies wird signifikante Auswirkungen auf verschiedene Klimakomponenten haben, deren Größenordnung heute noch nicht in allen Bereichen abschätzbar ist. Abbildung 1.2 zeigt die Veränderung der Strahlungsbilanz aufgrund der veränderten Aerosolverteilung im Jahre 2100.

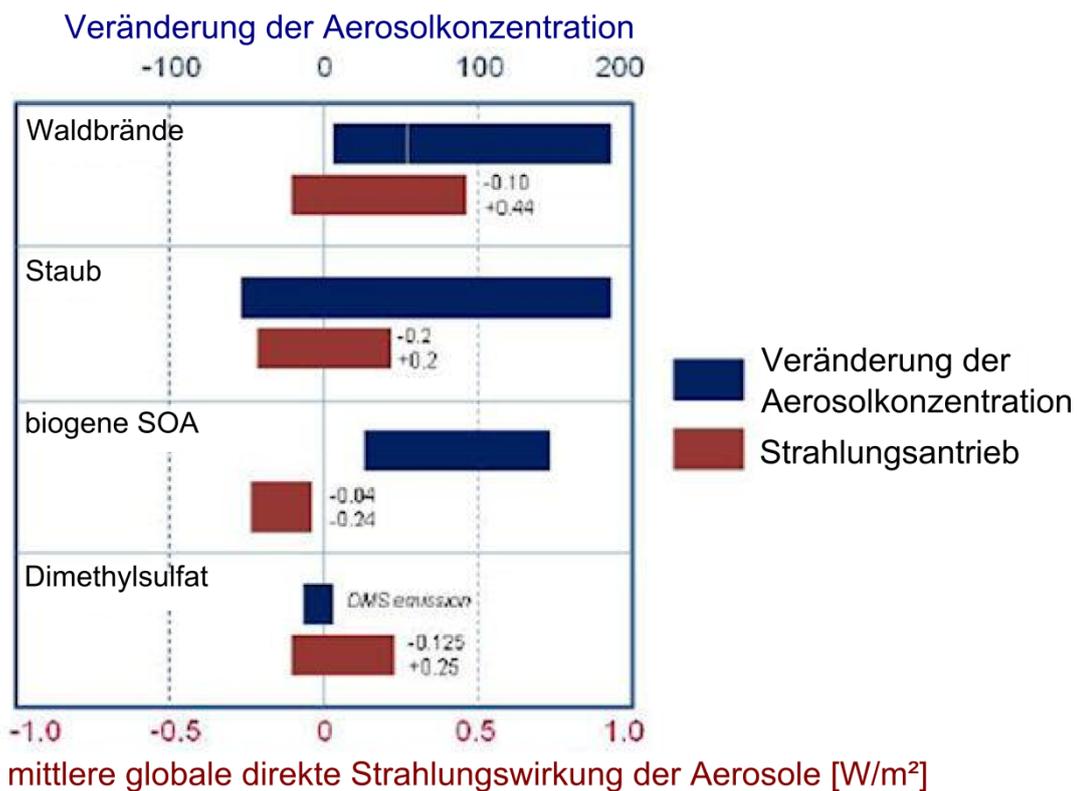


Abb. 1.2:
Veränderungen des Einflusses der Aerosole auf die Strahlungsbilanz infolge des Klimawandels im Jahre 2100 im Vergleich zu heute. [modifiziert nach Carslaw, 2010]

Besonders stark und schnell zeigen sich die Auswirkungen des Klimawandels in der Arktis. Dies wird als „Polar Amplification“ bezeichnet. Zurückzuführen ist dieser Effekt unter anderem auf den Eis-Albedo-Feedback (Abb. 1.3) [Curry et al., 1994]. Infolge des Temperaturanstiegs schmelzen Gletscher ab, Eisschilde und Meereis ziehen sich zurück. Zuvor mit Eis und Schnee bedeckte Land- und Meerflächen absorbieren aufgrund ihrer niedrigeren Albedo einen größeren Teil der einfallenden Sonnenstrahlung. Dies bewirkt eine zusätzliche Erwärmung. Umgekehrt würde eine Abkühlung zur Ausdehnung der Eismassen führen. Das Eis hat wiederum einen höheren Albedo und würde einen kleineren Teil der solaren Einstrahlung absorbieren, was letztendlich für eine weitere Abkühlung sorgen würde. Die Eis-Albedo-Rückkopplung wird oft als Hauptursache für „Polar Amplification“ angesehen. Pithan und Mauritsen [2014] fanden heraus, dass in Modellen „Polar Amplification“ auch ohne die Eis-Albedo-Rückkopplung auftritt. Ihre Analysen zeigten, dass der größte Beitrag zur „Polar Amplification“ durch Temperatur-Rückkopplungen verursacht wird. Wenn sich die Oberfläche erwärmt, wird in niedrigeren Breiten mehr Energie als in der Arktis in den Weltraum zurückgestrahlt. Dieser Effekt kann zum einen auf die

unterschiedliche vertikale Erwärmung der Atmosphäre in hohen und in niedrigeren Breiten zurückgeführt werden. Zum anderen ist die Ursache dieses Effekts in der geringen Zunahme der emittierten Schwarzkörperstrahlung pro Wärmeeinheit bei kalten Temperaturen zu suchen. Nach Pithan und Mauritsen [2014] liefert der Eis-Albedo-Feedback den zweitgrößten Beitrag zur „Polar Amplification“. Andere Rückkopplungseffekte, wie Wasserdampf und Wolken, tragen erheblich weniger zur „Polar Amplification“ bei. Einige, beispielsweise Ozean-Rückkopplungen, wirken der „Polar Amplification“ sogar entgegen.

Auch in polaren Breiten gibt es Aerosole, die das Klima beeinflussen. Besonders im späten Winter und im frühen Frühling treten in der arktischen Atmosphäre erhöhte Aerosolkonzentrationen auf. Dieses Ereignis wird als „Arctic Haze“ bezeichnet. Dieser besteht aus einer variierenden Mischung von Sulfat- und organischen Verbindungen. Hinzu kommen in geringeren Mengen Ammonium, Nitrat, Staub und Ruß. Zudem ist der „Arctic Haze“ reich an Schwermetallverbindungen, welche wahrscheinlich industrieller Herkunft sind [Quinn, 2007]. Die Aerosolpartikel sind nicht größer als $0.2 \mu\text{m}$ und deshalb sehr effizient in der Streuung des sichtbaren Lichtes. Zudem absorbieren sie einen Teil der Strahlung und haben durch die Ablagerung auf dem stark reflektierenden Schnee einen starken klimatischen Einfluss [Quinn, 2007]. Während der Polarnacht kommt es zur Temperaturinversion, die zur Stabilisierung der Atmosphäre beiträgt. Dadurch wird der turbulente Austausch zwischen den Atmosphärenschichten, die Wolkenbildung und somit auch die Bildung von Niederschlag unterdrückt. Dies führt zur Verstärkung des meridionalen Transports, insbesondere von Aerosolen, aus den mittleren Breiten in Richtung Arktis im Winter und im Frühling. Die erhöhte Aerosolkonzentration tritt hauptsächlich in den unteren 5 km der Atmosphäre auf, mit einem Maximum in den unteren 2 km [Quinn, 2007].

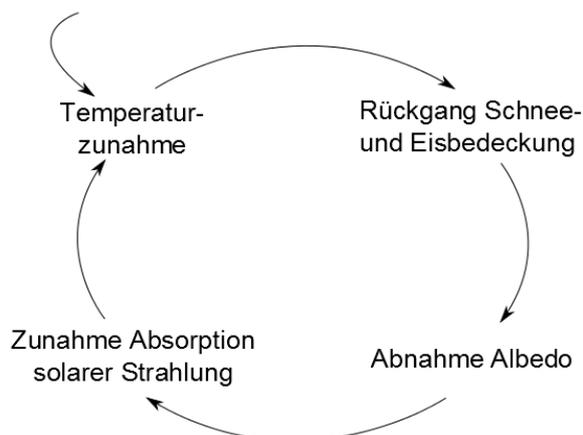


Abb. 1.3:
Schema der Eis-Albedo-Rückkopplung

Gerade durch den anthropogenen Klimawandel und die hohe Klimasensitivität der Arktis rückt diese immer mehr ins Forschungsinteresse. Doch kontinuierliche Datensätze über lange Zeiträume sind in polaren Breiten eher selten. Die Erfassung von Daten ist mit viel Aufwand verbunden und stellt für Mensch und Technik eine große Herausforderung dar. Gerade deshalb sind feste Messstationen, wie die AWIPEV-Station auf Spitzbergen, von besonderer Bedeutung (Abb. 1.4). Spitzbergen gehört zu einer der nördlichsten Inselgruppen der Arktis, dem Svalbard-Archipel. Das an der Westküste der Insel gelegene Ny-Ålesund ist ein internationales Forschungszentrum. Hier werden unterschiedlichste Disziplinen der Arktis-Forschung, wie Biologie, Chemie, Geologie und Atmosphärenphysik, miteinander vereint. Ein Überblick über das Forschungszentrum Ny-Ålesund befindet sich im Anhang. Da schon kleine Veränderungen atmosphärischer Größen in polaren Gebieten große Auswirkungen haben können, sind zahlreiche Messungen notwendig. Die wichtigsten Messgrößen sind dabei Temperatur, Druck, Feuchte und die solare Einstrahlung. An der AWIPEV-Forschungsstation kommen deshalb zahlreiche Messinstrumente zum Einsatz. Um nur einige zu erwähnen: Das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar liefert Informationen über die Aerosolpartikel-Konzentration, Radiosonden werden für in situ Messungen von Parametern der Erdatmosphäre genutzt, das Eddy-Kovarianz-Messgerät misst turbulente vertikale Flüsse und das BSRN-Feld sammelt Daten zur Strahlung und Oberflächenmeteorologie.

Das ebenfalls an der AWIPEV-Forschungsbasis stationierte Ceilometer dient grundsätzlich der Bestimmung der Wolkenuntergrenze, der vertikalen Sichtbarkeit und der Wolkenbedeckung. Doch die eingebaute LiDAR-Technologie erlaubt auch die Detektion von anderen Partikeln, insbesondere von Aerosolen, in der Atmosphäre. Die genauere Untersuchung von Aerosolen in der Arktis, vor allem im Winter und im Frühling während der „Arctic Haze“-Zeit, liegt im aktuellen Forschungsinteresse. So können eine genauere Bestimmung der Aerosolkonzentration, der Aerosolverteilung und der Art der Aerosole zum einen Rückschlüsse auf die Herkunft der Aerosole und zum anderen Aussagen über die Klimawirkung der Aerosole liefern.

Ziel dieser Arbeit ist Möglichkeiten und Grenzen des Ceilometers CL51, welches an der AWIPEV-Forschungsbasis in Spitzbergen stationiert ist, aufzuzeigen. Dabei soll herausgefunden werden, ob das Ceilometer auch Informationen über andere Größen, wie die Aerosolpartikel-Konzentration der Atmosphäre, liefern kann. Des Weiteren soll die Datenauswertung erleichtert und verbessert und die Güte der ausgewerteten Daten bestimmt werden.

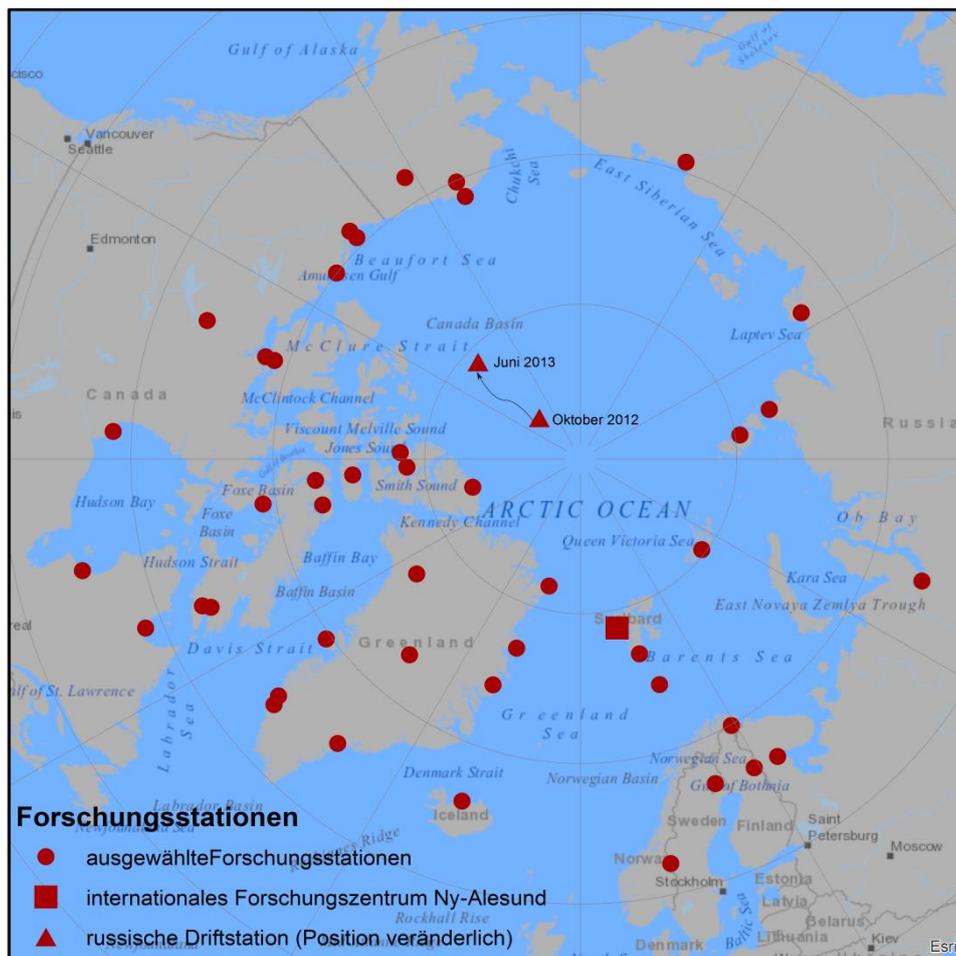


Abb. 1.4:
Übersicht über die Forschungsstationen in den polaren Breiten. Die russische Driftstation wird meist im Herbst auf einer Eisscholle ausgesetzt und driftet über den Winter durch den Arktischen Ozean. Beginnt im nächsten Sommer die Eisscholle zu schmelzen, wird die Driftstation per Schiff evakuiert. Hier als Beispiel die ungefähre Bewegung der Driftstation vom Oktober 2012 bis zum Juni 2013. [Kartengrundlage: ESRI, Datengrundlage: DGO]

2. Strahlungsprozesse in der Atmosphäre

Während ein Lichtstrahl die Atmosphäre durchläuft, wird er durch die Wechselwirkung mit in der Atmosphäre befindlichen Gasmolekülen und Aerosolpartikeln beeinflusst. Die Kenntnis der verschiedenen Strahlungsübertragungsprozesse bildet die Grundlage für das Verständnis komplexer Vorgänge innerhalb der Atmosphäre. Dabei wird zwischen den drei Strahlungsübertragungsprozessen Absorption, Emission und Streuung unterschieden.

2.1. Absorption

Als Absorption bezeichnet man die Abschwächung von Teilchen- oder Wellenstrahlung beim Eindringen in ein Medium [Brockhaus, 2002]. Dabei gehen die Moleküle des durchstrahlten Mediums teilweise in einen Zustand höherer Energie über (Abb. 2.1a). Abhängig von der Art und Zusammensetzung des Moleküls werden bestimmte Wellenlängen bevorzugt absorbiert. Die Intensität des transmittierten Lichtes ist von der Intensität des einfallenden Lichtes, dem Absorptionskoeffizienten α und von der Dicke der durchstrahlten Materie z abhängig. Diese Beziehung wird durch das Lambert-Beersche Gesetz beschrieben:

$$I = I_0 \times e^{-\alpha z}$$

Die bei der Absorption aufgenommene Strahlungsenergie wird meist in thermische Energie umgewandelt. Es sind aber auch andere Umwandlungsmechanismen, wie die verzögerte Freisetzung von Licht in Form von Fluoreszenz oder die Umwandlung in elektrische Energie durch den photovoltaischen Effekt, möglich [Wikipedia, 2014a]. Ein klassisches Beispiel ist die Absorption solarer UV-Strahlung durch Ozon (O_3) und die dadurch resultierende Erwärmung der Stratosphäre (A1). Die Absorption wird mit der Streuung unter dem Begriff Extinktion zusammengefasst.

2.2. Emission

Als Emission bezeichnet man die Aussendung von Photonen beim Übergang eines Atoms oder Moleküls in einen energetisch niedrigeren Zustand. Man unterscheidet zwischen induzierter und spontaner Emission.

Bei der induzierten Emission trifft ein Photon auf ein Atom im angeregten Zustand. Entspricht die Energie des Photons genau der Energiedifferenz zwischen dem angeregten Zustand und einem Zustand niedrigerer Energie, so geht das angeregte Atom in diesen energetisch niedrigeren Zustand über. Dabei sendet es die Energiedifferenz zwischen beiden Zuständen in Form eines zusätzlichen Photons aus (Abb. 2.1b). Dieses emittierte Photon hat die gleiche Energie und Wellenlänge, sowie die gleiche Ausbreitungs- und Polarisationsrichtung wie das einfallende Photon. Die induzierte Emission bildet die Grundlage für die Lasertechnologie.

Im Gegensatz dazu geht bei der spontanen Emission ein Atom, welches sich im angeregten Zustand befindet, ohne äußere Einwirkung in einen energetisch niedrigeren Zustand über (Abb. 2.1c). Der Zeitpunkt des Auftretens spontaner Emission ist nicht vorhersagbar. Quantenphysikalisch kann lediglich eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit, in welcher Zeitspanne das Photon emittiert wird, getroffen werden.

2.3. Streuung

Der Prozess der Streuung basiert auf einer nahezu instantanen Wechselwirkung des Lichtes mit den Atomen und Molekülen des durchlaufenden Mediums. Dabei wird die elektromagnetische Welle von ihrer ursprünglichen Ausbreitungsrichtung abgelenkt. Trifft die Strahlung auf ein vorhandenes Teilchen, so nimmt dieses einen Teil der Strahlungsenergie auf und gelangt so kurzzeitig in einen energetisch angeregten Zustand. Allerdings geben sie die aufgenommene Energie bereits nach etwa 10^{-8} s wieder ab und kehren in den Grundzustand zurück. Die Art der Streuung ist insbesondere von der Form und dem Brechungsindex des Streukörpers abhängig. Streuprozesse unterteilt man in elastische und inelastische Streuung. Bei der elastischen Streuung besitzt das Atom nach dem Streuprozess denselben Energiezustand wie zuvor (Abb. 2.1d). Im Gegensatz dazu befindet

sich das Atom bei der inelastischen Streuung nach dem Streuprozess in einem energetisch höheren oder niedrigeren Zustand. Die Energiedifferenz zum Ausgangszustand muss dem Lichtquant hinzugefügt oder entnommen werden. Dadurch kann bei inelastischen Streuprozessen eine Frequenzverschiebung beobachtet werden. Zu der elastischen Streuung gehören beispielsweise die Rayleigh-Streuung und die Mie-Streuung. Die Raman-Streuung ist ein Beispiel für inelastische Streuung.

2.3.1. Rayleigh-Streuung

Die Rayleigh-Streuung ist eine Form der elastischen Streuung. Sie tritt nur an Partikeln auf, deren Durchmesser deutlich kleiner als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes ist. Im optischen Bereich trifft dies auf Atome und Moleküle zu, deren Durchmesser in etwa im Bereich von 10^{-10} m liegt. Im Fall der Rayleigh-Streuung sind die Intensität des gestreuten Lichtes I_{Rayleigh} und der Streukoeffizient σ_{Rayleigh} umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge:

$$I_{\text{Rayleigh}}, \sigma_{\text{Rayleigh}} \sim \frac{1}{\lambda^4}$$

Somit wird kurzwelliges, blaues Licht stärker gestreut als langwelliges, rotes Licht. Dies ist die Ursache für die typisch blaue Himmelsfarbe und den rötlich erscheinenden Himmel während eines Sonnenaufgangs oder eines Sonnenuntergangs.

2.3.2. Mie-Streuung

Als Mie-Streuung bezeichnet man den elastischen Streuvorgang an sphärischen Objekten, bei dem die Wellenlänge des einfallenden Lichtes in etwa der betrachteten Partikelgröße entspricht. Im optischen Bereich tritt die Mie-Streuung an größeren Partikeln, wie Aerosolen und Wassertröpfchen, in der Atmosphäre auf. Die Mie-Streuung ist nur noch schwach wellenlängenabhängig:

$$I_{\text{Mie}}, \sigma_{\text{Mie}} \sim \frac{1}{\lambda^{1.2}}$$

Der Exponent kann je nach Teilchengröße zwischen 0 und 3.0 variieren. 1.2 ist dabei ein typischer Wert für die Aerosole in der arktischen Atmosphäre. Die Mie-Theorie ist die exakte Lösung der Maxwell-Gleichungen für die Streuung einer ebenen elektromagnetischen Welle an einem kugelförmigen Objekt. Die einfallende ebene Welle und das gestreute elektromagnetische Feld werden dabei durch sphärische Wellenfunktionen beschrieben. Für kleine Streukörper mit einem Objektdurchmesser kleiner als 0.2λ kann die Mie-Streuung durch die Rayleigh-Streuung approximiert werden. Bei größeren Streukörpern mit einem Durchmesser größer als $2-100\lambda$ entspricht die Mie-Theorie annähernd der klassischen Lösung der Brechung an einer Kugel.

2.3.3. Raman-Streuung

Die Raman-Streuung gehört zu den inelastischen Streuprozessen. Dabei besitzt das emittierte Photon eine vom absorbierten Photon verschiedene Wellenlänge. Diese Frequenzverschiebung wird als Raman-Effekt bezeichnet. Das emittierte Photon kann entweder eine größere oder eine kleinere Frequenz als das absorbierte Photon haben. Gibt das absorbierte Photon einen Teil seiner Energie an das Molekül ab, so befindet sich das Molekül nach dem Streuvorgang auf einem höheren Energieniveau. Die Energie und die Frequenz des emittierten Photons sind geringer als die des absorbierten Photons. Dies bezeichnet man als Stokes-Raman-Streuung (Abb. 2.1e). Nimmt das Photon einen Teil der Energie des Moleküls auf, so befindet sich das Molekül nach der Streuung auf einem niedrigeren Energieniveau. Das emittierte Photon besitzt eine höhere Energie und eine höhere Frequenz als das absorbierte Photon. Diesen Prozess nennt man Anti-Stokes-Raman-Streuung (Abb. 2.1f). In einem Raman-Spektrum verschieben sich die Stokes- und Anti-Stokes-Linien im Verhältnis zur Rayleigh-Linie um den gleichen Energiebetrag. Die Lage der Linien hängt von den Schwingungs- und Rotationszuständen der Moleküle und damit von der Zusammensetzung und der Struktur des Streukörpers ab. Die Bereiche der Stokes- und der Anti-Stokes-Linien unterscheiden sich jedoch erheblich in der Intensität. In der irdischen Atmosphäre ist die Stokes-Streuung deutlich intensiver als die Anti-Stokes-Streuung, da die Temperatur so gering ist, dass sich sehr viele Moleküle im Rotationsgrundzustand befinden. Insgesamt ist die Intensität des gestreuten Lichtes bei der Raman-Streuung etwa drei Größenordnungen kleiner als bei einer elastischen Streuung.

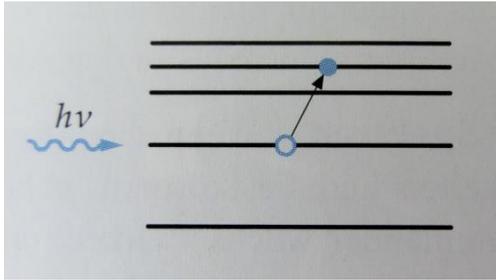


Abb. 2.1a:
Absorption [Tipler, 2009]

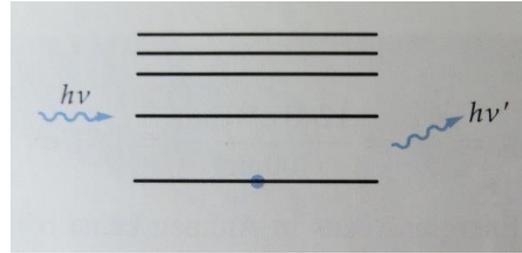


Abb. 2.1d:
Elastische Streuung [Tipler, 2009]

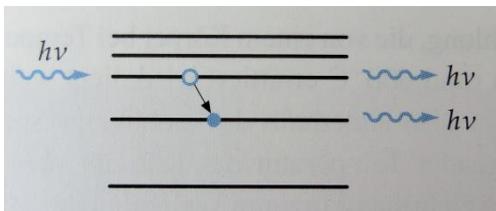


Abb. 2.1b:
induzierte Emission [Tipler, 2009]

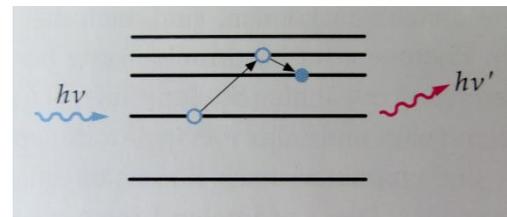


Abb. 2.1e:
Stokes-Raman-Streuung [Tipler, 2009]

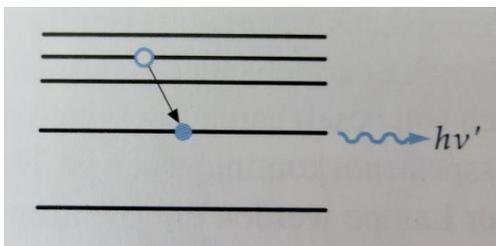


Abb. 2.1c:
spontane Emission [Tipler, 2009]

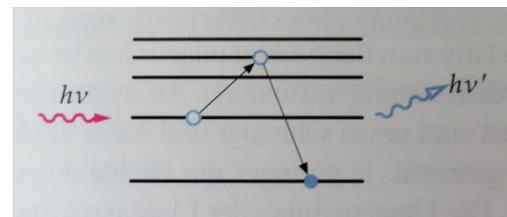


Abb. 2.1f:
Anti-Stokes-Raman-Streuung
[Tipler, 2009]

3. Klima über Ny-Ålesund

Ny-Ålesund liegt an der Südküste des Kongsfjords im Nordwesten der Insel Spitzbergen bei einer Breite von $78^{\circ} 55' N$ und einer Länge von $11^{\circ} 56' O$ (Abb. 3.1). Spitzbergen ist Teil der Inselgruppe Svalbard und gehört geografisch und politisch de facto zu Norwegen. Die Einwohnerzahl des kleinen Ortes schwankt zwischen 30 Einwohnern im Winter und 120 Einwohnern im Sommer [Wikipedia, 2014b]. Ny-Ålesund ist mit einer Entfernung von 1231 km bis zum Nordpol eine der nördlichsten dauerhaft bewohnten Siedlungen der Erde. Die Siedlung liegt am Südufer des Kongsfjords, der sich etwa 26 km von der Westküste Spitzbergens in



Abb.3.1:
Übersichtskarte Spitzbergen
[Europa, 2011]

östliche Richtung ins Landesinnere hinein erstreckt. Der Fjord wird auf allen Seiten von bis zu 1200 m hohen Bergketten begrenzt. Die Bergketten werden in regelmäßigen Abständen von den in den Fjord mündenden Gletschern unterbrochen. Dazu gehören unter anderem der Kronebreen und der Kongsvegen Gletscher, die sich am östlichen Ende des Fjords befinden. Zwischen den Orten auf Spitzbergen gibt es keine ausgebauten Wege. Die Versorgung erfolgt deshalb über den Luftweg oder in der eisfreien Zeit auch per Schiff.

Das erste Gebäude wurde 1901 von einer privaten Kohlegesellschaft erbaut, die fortan auf dieser Insel privaten Bergbau betrieb. Die Gründung Ny-Ålesunds wird auf das Jahr 1916 datiert. Besonders in den ersten Jahrzehnten nach der Gründung war Ny-Ålesund als nördlichster Hafen der Welt der Startpunkt für verschiedene Arktisexpeditionen. Bekannt ist dabei vor allem die Norge Expedition des Roald Amundsen im Jahre 1926. Nach einem Grubenunglück im Jahre 1963 wurde der Steinkohlebergbau eingestellt. Zu dieser Zeit lebten etwa 200 Menschen in diesem Ort. Nach dem Grubenunglück wurde nach alternativen Verwendungsmöglichkeiten für die Gebäude und die vorhandene Infrastruktur gesucht. Zur Wahl standen Öl-Bohrungen, Fischereifabriken, Hotels und die Forschung. Letztendlich entschied man sich für die Umrüstung der Gebäude in eine Polarforschungsstation, welche 1968 eröffnet wurde. Seitdem entwickelte sich Ny-Ålesund zu einem internationalen Forschungszentrum.

Das Klima auf Spitzbergen ist arktisch und wird hauptsächlich durch zwei Meeresströmungen geprägt (Abb. 3.2). Der West-Spitzbergen-Strom, der nördlichste Ausläufer des Golfstroms, transportiert relativ warmes Wasser entlang der Westküste, sorgt so für relativ milde Temperaturen und führt vergleichsweise wenig Meereis. So ist der Kongsfjord heutzutage fast das ganze Jahr über schiffbar. Nur im späteren Winter (Februar bis April) frieren die Fjorde weitgehend zu. Der Osten der Inselgruppe Svalbard wird hingegen von kalten Meeresströmungen beeinflusst. Dementsprechend liegen diese Bereiche in der hochpolaren Zone, mit viel Meereis bis weit in den Sommer hinein. Diese Meereismassen können um das Südkap herum und dann wieder nach Norden treiben. Daher führen die südlichen Fjorde, wie der Hornsund, auch im Sommer häufig noch Meereis, während der Nordwesten schon längst eisfrei ist.

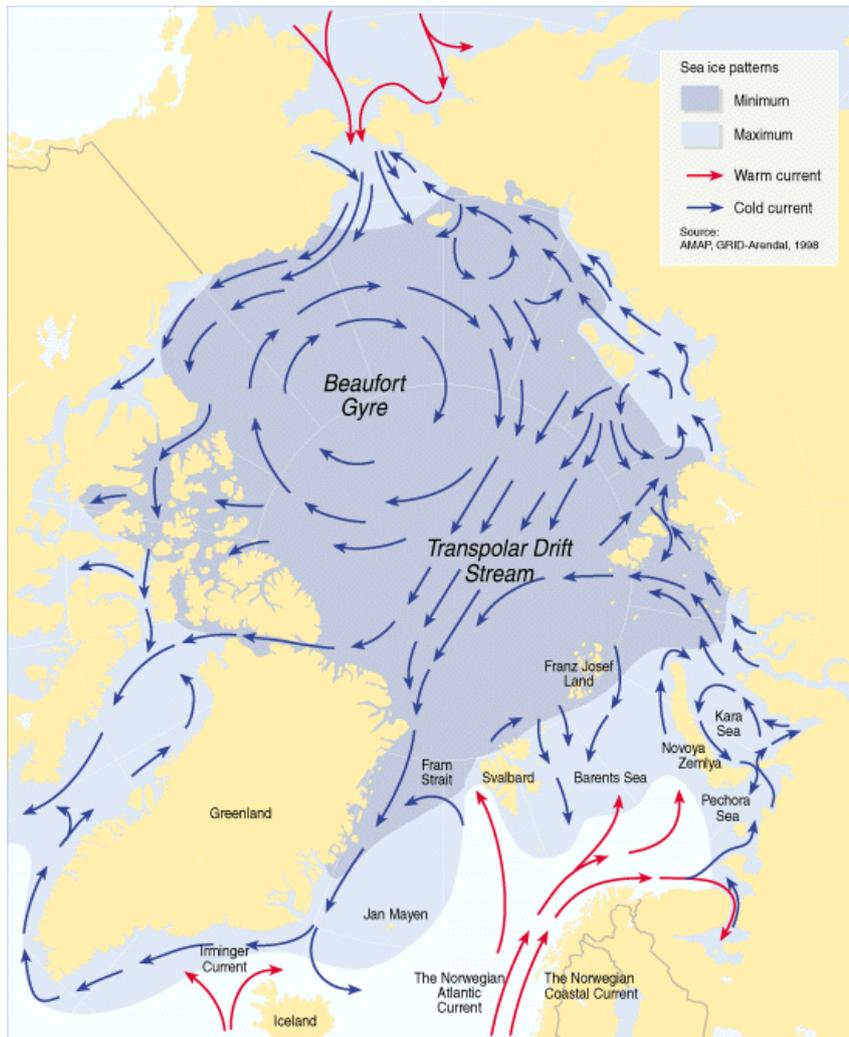


Abb. 3.2:
Meereisverteilung und Meeresströmungen in der Arktis
[Ministry of Justice and Public Security, Oslo (Norwegen)]

Laut der Klimaklassifikation nach Koeppen fällt das Gebiet unter das Tundrenklima, da die Temperaturen auch im wärmsten Monat unter 10°C liegen [Geiger, 1954]. Nach der Normalperiode von 1961 bis 1990 beträgt die Jahresdurchschnittstemperatur -6.6°C, wobei die Temperaturen im Mittel im kältesten Monat, dem Februar, bis auf -16.2°C absinken und im wärmsten Monat, dem Juli, bis auf 5.9°C ansteigen. Die Niederschlagsmenge ist mit 385 mm im Jahr relativ gering. Der Niederschlag ist dabei über das Jahr hinweg recht gleichmäßig verteilt mit einem Niederschlagsminimum im Mai und im Juni (Abb. 3.3). Aufgrund der geringen Niederschlagsmengen und starker Winde erreicht die Schneedecke im Winter typischerweise eine Höhe von 20 cm, maximal jedoch eine Höhe von 1 m. Die Meereisausdehnung erreicht ihr Maximum im April und ihr Minimum im September, jeweils zwei Monate nach dem Erreichen der Tiefst- bzw. Höchsttemperatur [Piechura et al., 2009].

Das lokale Klima in Ny-Ålesund wird maßgeblich durch die umliegende Orographie beeinflusst. Igor Esau [2012] spezifiziert das lokale Klima als arktisches Windklima, da der Wind unterhalb von 500 m infolge der Orographie in den Kongsfjord hinein kanalisiert wird. Somit weht der Wind in den unteren 500m von OSO. Auf dem weiter östlich gelegenen Kongsvegen Gletscher weht der Wind mit Geschwindigkeiten von teilweise über 10 m/s aus östlichen Richtungen. In Ny-Ålesund ist dagegen die Windgeschwindigkeit gering [Jocher, 2013]. Es können schwankende Windrichtungen auftreten, wobei der südwestlich von Ny-Ålesund gelegene Broggerbreen Gletscher durch katabatische Winde in den unteren 100 m das lokale Klima bestimmt. Oberhalb der umgebenden Berge in einer Höhe zwischen 800 und 1200 m ändert der Wind seine Vorzugsrichtung in SWS. Erst ab einer Höhe von 2500 m hat die Orographie nicht mehr signifikanten Einfluss auf die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit [Schulz, 2012].

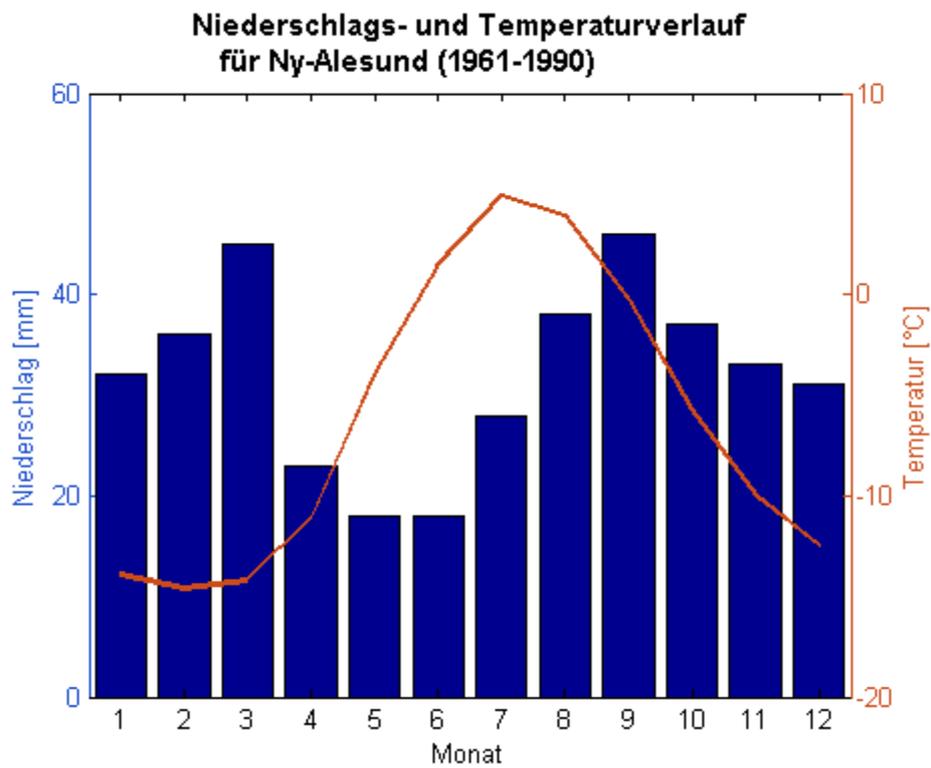


Abb. 3.3:
Temperaturverlauf und Verteilung des Niederschlags über das Jahr gemittelt über die letzte Normalperiode 1961-1990 für Ny-Ålesund [Daten: Wikipedia, 2014b]

4. Ceilometer CL51

Das Ceilometer CL51 wurde von der Firma Vaisala entwickelt (Abb. 4.1). Es dient der automatischen und kontinuierlichen Bestimmung der Höhe der Wolkenuntergrenze, der vertikalen Sichtbarkeit und der Wolkenbedeckung.



Abb. 4.1:
VAISALA Ceilometer CL51
auf dem Meteorologie- und
Strahlungsmessfeld der
AWIPEV-Forschungsbasis
[Jürgen Gräser]

4.1. Aufbau

Das Ceilometer CL51 ist kompakt und robust gebaut und kann komplett selbstständig arbeiten. Damit ist es sehr gut zur Anwendung im freien Gelände und in meteorologischen Messstationen geeignet. Der Laser des Ceilometers CL51 hat die Augensicherheitsklasse 1M und ist somit für das menschliche Auge und für die Umwelt ungefährlich.

Das Ceilometer besteht aus einer Gehäusehaube und der Messeinheit. Die Gehäusehaube dient vor allem zum Schutz vor äußeren Einflüssen, wie Sonnenstrahlung, Regen, Schnee, Wind und Schmutz. Die Messeinheit enthält die komplette Ausrüstung zum Einsatz des Ceilometers. Die Abb. 4.2 zeigt den detaillierten Aufbau des Innengehäuses.



- 1 – interne Heizung
- 2 – Empfänger
- 3 – Koaxialkabel
- 4 – Bandkabel des Empfängers
- 5 – Sender
- 6 – Netzanschluss
- 7 – Bedingungsfield
- 8 – Anschluss für Datenkabel
- 9 – optische Einheit
- 10 – Bandkabel des Senders
- 11 – Netzkabel
- 12 – Batterie
- 13 – Fenster
- 14 – Belüfter des Fensters
- 15 – Laser-Überwachungseinheit
- 16 – Batteriekabel

Abb. 4.2:
 Innengehäuse des Ceilometers CL51 [Vaisala, 2010]

Das Ceilometer CL51 nutzt die zweite Generation der hochentwickelten Einzellinsenoptik, welche eine ausgezeichnete Leistung auch in niedrigen Höhen ermöglichen soll [Vaisala, 2010]. Diese besteht aus dem Sender, einem Spiegel, einer Linse und dem Empfänger (Abb. 4.3).

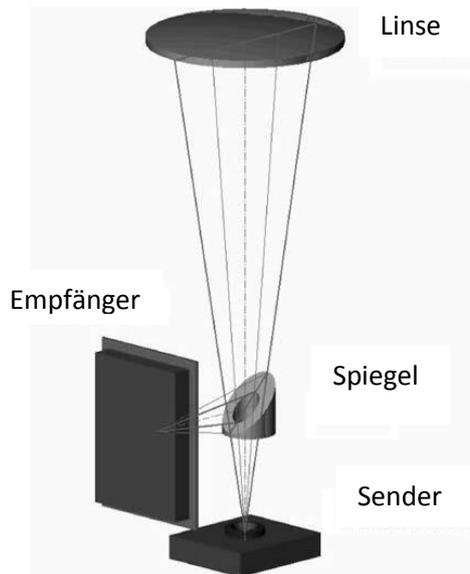


Abb. 4.3: Schematischer Aufbau der neuen Generation der Einzellinsenoptik [Münkel, 2007]

Der innere Teil der Linse wird für das Aussenden des Laserstrahls, der äußere Bereich für das Empfangen des zurückgestreuten Lichtes genutzt. Dadurch überlappt der ausgesandte Lichtkegel über den gesamten Messbereich mit dem Sichtbereich des Empfängers. Somit sind laut Hersteller sehr gute Messungen bereits ab einer Höhe von 0 m möglich [Münkel, 2007]. Ob tatsächlich schon direkt über dem Ceilometer ein Überlapp von 100% vorliegt, sollte überprüft werden. Im Vergleich zum Vorgängermodell, dem Ceilometer CL31, hat das Ceilometer CL51 eine größere Linse. Diese erlaubt die Detektion von Wolkenuntergrenzen bis in Höhen von 13 km. Außerdem sendet das Ceilometer CL51 stärkere Laserpulse aus, wodurch das Signal-zu-Rausch-Verhältnis verbessert wird. Dadurch können auch sehr dünne Schichten detektiert werden. Einen Überblick über die technischen Details des Ceilometers CL51 gibt die Tabelle 1.

Leistung	
Wolkenmeldungsbereich	0 ... 13 km
Rückstreuprofilierung	0 ... 15 km
Meldungszyklus	programmierbar 6 ... 120 s oder Sendeaufruf
räumliche Auflösung	10 m
Genauigkeit der Entfernungsmessung	größer als $\pm 1 \%$, oder $\pm 5\text{m}$
Laser	InGaAs Diode, 910nm
Sicherheitsklasse des Lasers	Klasse 1M IEC/EM 60825-1
Betriebsumgebung	
Temperatur	-55 ... +60 °C
Relative Feuchte	0 ... 100 %rF
Wind	55 m/s
Mechanik	
<u>Abmessungen:</u>	
Insgesamt	1531 x 364 x 354 mm
Messeinheit	834 x 266 x 264 mm
<u>Gewicht:</u>	
Insgesamt	46 kg
Messeinheit	18,6 kg
Neigungspositionen	Vertikal oder 12° geneigt

Tab. 1: technische Daten zum Vaisala Ceilometer CL51 [Vaisala, 2010]

4.2. Funktionsweise

Ein Ceilometer misst die Zeit, die ein Lichtpuls benötigt, um den Weg durch die Atmosphäre vom Sender zur zurückstreuenden Wolkenuntergrenze und zurück zum Empfänger zurückzulegen [Vaisala, 2010; Weitkamp, 2005]. Daraus kann mithilfe des Weg-Zeit-Gesetzes auf die Höhe der Wolkenuntergrenze geschlossen werden:

$$h = \frac{1}{2} \cdot c \cdot \Delta t \quad c = \text{Lichtgeschwindigkeit } 2.9 \cdot 10^8 \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

Das ausgesandte Licht wird in allen Höhen durch Partikel gestreut. Dabei können aus der Magnitude des empfangenen Signals Informationen über Rückstreuereigenschaften der Atmosphäre in Raum und Zeit abgeleitet werden. So können beispielsweise Nebel, Niederschlag und Wolken detektiert werden, wobei das Wolkensignal durch Nebel und Niederschlag abgeschwächt werden kann.

Das Ceilometer CL51 tastet das Signal von 0 bis 100 μm ab. Das Abtasten wird alle 67 ns wiederholt [Vaisala, 2010]. Dies ermöglicht eine räumliche Auflösung von 10 m vom Boden bis in 15 km Höhe. Die räumliche Auflösung ist für Messungen in der Atmosphäre ausreichend, da die Sichtbarkeit in den dichtesten Wolken in etwa in der gleichen Größenordnung liegt.

4.2.1. Verbesserung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses

Zur Sicherheit und aus ökonomischen Gründen ist die Laserstärke sehr gering. Dies hat zum Nachteil, dass das Rauschen der Umgebungsstrahlung stärker ist als das zurückgestreute Signal. Um die Qualität des gewünschten Signals zu verbessern, wird eine große Zahl von Laserpulsen ausgesandt und die empfangenen Signale werden aufsummiert. Wird das aufsummierte Signal mit der Anzahl der Laserpulse multipliziert, so löscht sich das zufällig auftretende Rauschen der Hintergrundstrahlung teilweise selbst aus. Für Gauß-verteiltes Rauschen entspricht der Grad der Auslöschung der Quadratwurzel aus der Anzahl der Messungen.

4.2.2. Höhennormalisierung

Unter der Annahme einer Atmosphäre mit konstanter Luftdichte und konstanter Rückstreuung ist die Stärke des empfangenen Signals umgekehrt proportional zum Quadrat der Entfernung:

$$P_r(z) \sim \frac{1}{z^2}$$

Somit ist die Signalstärke in 100 m Höhe 100-mal stärker als die Signalstärke in einer Höhe von 1000 m. Durch Multiplikation des gemessenen Signals mit dem Quadrat der Höhe wird die Höhenabhängigkeit der Signalstärke aufgehoben. Allerdings wird dadurch das Rauschen, welches höhenunabhängig ist, mit zunehmender Höhe verstärkt und somit das Signal-zu-Rausch-Verhältnis verschlechtert.

4.3. Bestimmung der Wolkenuntergrenzen – Der Sky Condition Algorithmus

Mithilfe des Sky Condition Algorithmus können aus einer Zeitreihe an Ceilometer-Daten die Höhe von Wolkenschichten und die Anzahl von Wolken in unterschiedlichen Schichten berechnet werden [Vaisala, 2010]. Letztendlich kann ein Bild des gesamten Himmels aus Ceilometer-Daten eines einzigen Punktes erzeugt werden. Das Ceilometer CL51 kann bis zu fünf Wolkenschichten bis in eine Höhe von 13 km detektieren. Dabei können maximal drei Wolkenschichten zeitgleich in unterschiedlichen Höhen beobachtet werden.

Der Sky Condition Algorithmus wird alle fünf Minuten berechnet. In den Algorithmus gehen die Daten der letzten dreißig Minuten ein [Vaisala, 2010]. Dabei werden die letzten zehn Minuten doppelt gewichtet, um Veränderungen in der Bewölkung besser und schneller aufnehmen zu können. Der Ablauf des Sky Condition Algorithmus ist in Abb. 4.4 dargestellt.

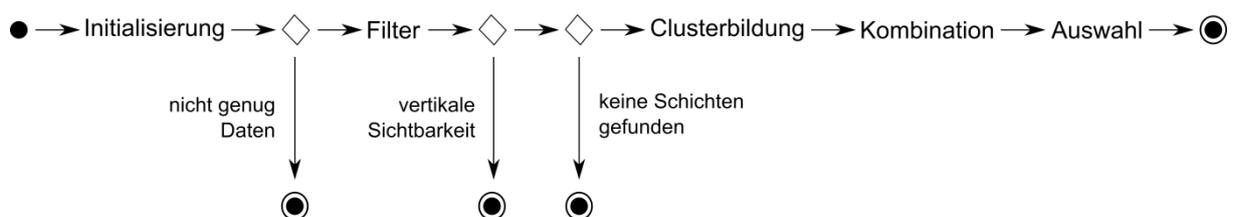


Abb. 4.4:
Ablauf des Sky Condition Algorithmus [Vaisala, 2010]

Im ersten Schritt, der Initialisierung, werden die Ceilometer-Daten der letzten dreißig Minuten ausgewählt und zeitlich sortiert. Anschließend wird geprüft, ob genug Daten zur Anwendung des Algorithmus vorhanden sind. Sind keine gültigen Daten vorhanden, so erhält die Zeitreihe den Wolkenbedeckungswert 99. Wenn nicht ausreichend Daten in den letzten dreißig Minuten zur Verfügung stehen, so wird der Datenreihe ein Wolkenbedeckungswert von -1 zugeordnet.

Im Filter werden die Ceilometer-Daten in gefundene Wolken umgewandelt. Danach werden der Anteil des klaren Himmels, der Anteil des mit Wolken bedeckten Himmels und der mit hohen Wolken bedeckte Anteil am gesamten Himmel bestimmt. Aus diesen Informationen kann die gesamte Wolkenbedeckung bestimmt werden. Letztendlich erhält die Datenreihe einen Wolkenbedeckungswert zwischen eins und acht, wobei der Wert eins für klare Bedingungen und der Wert acht für vollkommene Bedeckung steht.

Im nächsten Schritt werden die detektierten Wolken zu Clustern zusammengefasst. Dabei werden Wolken kombiniert, die eine geringe horizontale Differenz und keinen großen Höhenunterschied zueinander aufweisen. Nachdem die Cluster gebildet wurden, wird jedem Cluster eine Höhe zugeordnet. Diese wird aus dem Durchschnitt der Höhen aller im Cluster befindlichen Wolken gebildet.

Nun werden aus den Clustern Wolkenschichten gebildet. Alle Wolken, die sich innerhalb der vertikalen Ausdehnung einer Wolke befinden, werden kombiniert. Nach der Bildung der Schichten werden alle kombinierten Cluster gelöscht. Bleiben Cluster übrig, die nicht zusammengefasst wurden, so wird dieser Teil des Algorithmus wiederholt.

Im letzten Schritt werden die Höhen der Cluster und die Werte der Wolkenbedeckung den einzelnen Schichten zugeordnet. Dabei wird zunächst die Schicht mit der geringsten Höhe bestimmt und deren Schichthöhe auf 30 m Genauigkeit gerundet. Die Schichten, deren Abstand weniger als 30 m zur darunterliegenden Schicht beträgt oder deren Wolkenbedeckung $1/16$ oder geringer ist, werden mit der darunterliegenden Schicht kombiniert. Abschließend wird die kumulative Wolkenbedeckung für alle Schichten berechnet.

Das Ergebnis des Sky Condition Algorithmus ist ein Bild des gesamten Himmels, welches aus Ceilometer-Daten eines einzigen Standortes erzeugt wurde (Abb. 4.5).

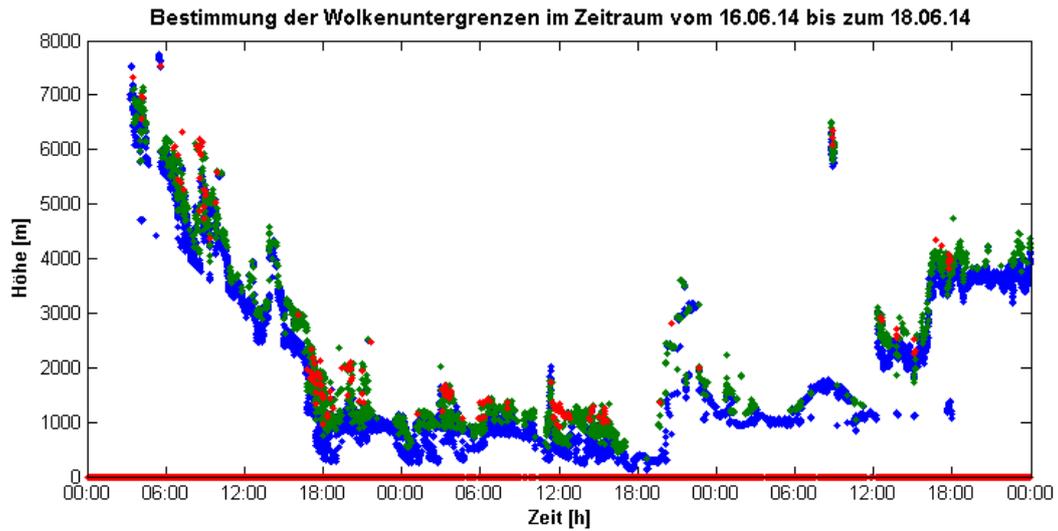


Abb. 4.5:

Die Wolkenbedeckung vom 16. Juni bis zum 18. Juni 2014 über Ny-Ålesund gemessen mit dem Ceilometer CL51. Die blauen Punkte zeigen die Höhe der ersten Wolkenschicht, die grünen Punkte die Höhe der zweiten Wolkenschicht und die roten Punkte die Höhe der dritten Wolkenschicht.

5. LiDAR-Prinzip

Das Ceilometer CL51 sendet vertikal oder nahezu vertikal kurze, starke Laserpulse aus. Der Laserstrahl wird an Molekülen und Partikeln in der Atmosphäre in alle Richtungen gestreut. Das Laserlicht, welches in einem Winkel von 180° zurückgestreut wird, die „Rückstreuung“, kann vom Messgerät gemessen werden. Mithilfe von Detektoren wird das gemessene Signal in ein elektrisches Signal umgewandelt und zeitlich aufgelöst gespeichert. Aus der Laufzeit Δt und der Lichtgeschwindigkeit c kann die Entfernung z des Streuortes vom Messgerät über das Weg-Zeit-Gesetz berechnet werden. Das Ceilometer CL51 speichert und verarbeitet das resultierende Rückstreuprofil (Signalstärke gegen Höhe) und erfasst die Wolkenuntergrenzen. Diese Technologie bezeichnet man als LiDAR-Technologie (engl.: Light Detection and Ranging). Sie wird in Lidar-Systemen zur Bestimmung der vertikalen Verteilung von optischen Eigenschaften der Atmosphäre genutzt. So lassen sich neben Wolken, Nebel und Regen auch Aerosole und andere kleine Partikel in der Atmosphäre detektieren. Auch das Ceilometer nutzt die LiDAR-Technologie. Diese ermöglicht weitere Anwendungsbereiche für das Ceilometer. So kann beispielsweise auch die Aerosolkonzentration in der Atmosphäre, insbesondere in den unteren 4000 m, gemessen werden. Auch die Untersuchung von Grenzschichtstrukturen wird mithilfe der LiDAR-Technologie eines Ceilometers möglich.

5.1. LiDAR-Gleichung

Die LiDAR-Gleichung dient der Ableitung optischer Parameter, wie Extinktion α und Rückstreuung β , aus dem Empfangssignal P_r :

$$P_r(\lambda, z) = C \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda, z) \cdot e^{-2 \int \alpha(\lambda, z') dz'}$$

mit der Systemkonstanten C , der Wellenlänge λ , der Höhe z und der Überlappfunktion $O(z)$. Aus der LiDAR-Gleichung kann die empfangene Leistung P_r aus einer Entfernung z bei einer Wellenlänge λ bestimmt werden.

Die Stärke des empfangenen Signals ist zunächst einmal von der Systemkonstanten C abhängig:

$$C = P_0 \cdot \frac{c \cdot \Delta t}{2} \cdot A \cdot \eta$$

Die Systemkonstante setzt sich aus der ausgesandten Leistung P_0 , der Fläche der primären Empfangsoptik A , der gesamten Systemeffizienz η , der Laufzeit Δt des Laserpulses und der Lichtgeschwindigkeit c zusammen. Der Term $\frac{c \cdot \Delta t}{2}$ beschreibt die effektive Pulslänge z . Mithilfe der Fläche A kann der Anteil des Raumwinkels $\frac{A}{z^2}$, aus dem Signale empfangen werden können, bestimmt werden.

Des Weiteren ist die LiDAR-Gleichung von der Überlappfunktion $O(z)$ abhängig. Diese beschreibt die geometrische Überlappung der vom Laserstrahl beleuchteten Fläche mit dem Gesichtsfeld der Empfangsoptik. Im Fall des Ceilometers CL51 soll die Überlappfunktion $O(z)$ gleich oder sehr nahe eins sein, da der Laserstrahl schon in geringen Höhen auf dem Detektor abgebildet wird.

Außerdem ist die Intensität des empfangenen Signals vom Rückstreukoeffizienten $\beta(\lambda, z)$ abhängig. Der Rückstreukoeffizient ist ein Maß für den Teil des Lichtes, welches in einer Entfernung z durch Moleküle und Partikel zurück zur Empfangsoptik des Ceilometers gestreut wird. Der Rückstreukoeffizient setzt sich aus der Rückstreuung von Molekülen β_{Mol} und der Rückstreuung von Aerosolen β_{Aer} zusammen:

$$\beta(\lambda, z) = \beta_{\text{Mol}}(\lambda, z) + \beta_{\text{Aer}}(\lambda, z)$$

Dabei kann die Rückstreuung an Luftmolekülen β_{Mol} in guter Näherung durch Rayleigh-Streuung beschrieben werden. Die Rückstreuung an Aerosolen und Wassertröpfchen β_{Aer} erfolgt annähernd durch Mie-Streuung.

Letztendlich ist die Stärke des Empfangssignals vom Transmissionsterm $T(\lambda, z)$ abhängig.

$$T(\lambda, z) = e^{-2 \int \alpha(\lambda, z') dz'}$$

Der Transmissionsterm ist ein Maß für den Teil des Lichtes, der auf dem Weg von der Sendeoptik des Ceilometers zum Streuort und zurück zur Empfangsoptik verloren geht. Das Integral von einer Höhe Null bis zur Höhe der Rückstreuung z über den

Extinktionskoeffizienten $\alpha(\lambda, z)$ beschreibt dabei den Weg vom Ceilometer zum Streuort. Dieses wird mit dem Faktor zwei multipliziert, da der Laserstrahl den Weg bis zum Streuort und wieder zurück zurücklegt. Der Transmissionsterm kann aufgrund des negativen Exponenten nur Werte zwischen Null und Eins annehmen. Der Extinktionskoeffizient $\alpha(\lambda, z)$ setzt sich ebenso wie der Rückstreukoeffizient $\beta(\lambda, z)$ aus dem Anteil der Extinktion durch Luftmoleküle α_{Mol} und dem Anteil der Extinktion durch Aerosole und Wassertröpfchen α_{Aer} zusammen:

$$\alpha(\lambda, z) = \alpha_{\text{Mol}}(\lambda, z) + \alpha_{\text{Aer}}(\lambda, z)$$

Nach dem Einsetzen aller Parameter ergibt sich die LiDAR-Gleichung zu:

$$P_r(\lambda, z) = P_0 \cdot \frac{c \cdot \Delta t}{2} \cdot A \cdot \eta \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda, z) \cdot e^{-2 \int \alpha(\lambda, z') dz'}$$

Die LiDAR-Gleichung ist nur für elastische Streuung gültig. Wenn inelastische Rückstreuung auftritt und berücksichtigt werden soll, so muss die Gleichung abgeändert werden, da eine Raman-Verschiebung von λ_0 vor der Streuung zu λ_R nach der Streuung stattfindet [Weitkamp, 2005]. Aufgrund der geringen Intensität der Raman-Streuung ist diese nur für größere Geräte und nicht für das Ceilometer sichtbar.

5.2. LiDAR-Verhältnis

Die LiDAR-Gleichung enthält zwei unbekannte Größen, den Rückstreukoeffizienten β und den Extinktionskoeffizienten α . Zwar können die Rückstreuung und die Extinktion an Luftmolekülen nach der Rayleigh-Theorie bestimmt werden, jedoch bleiben die Größen der Aerosolrückstreuung und -extinktion zunächst unbekannt. Um die LiDAR-Gleichung lösen zu können, trifft man daher die Annahme, dass das Verhältnis von Aerosolextinktion zu Aerosolrückstreuung, das LiDAR-Verhältnis, konstant sei:

$$L(\lambda, z) = \frac{\alpha_{\text{Aer}}(\lambda, z)}{\beta_{\text{Aer}}(\lambda, z)}$$

Das LiDAR-Verhältnis ist eine charakteristische Größe, die von den Eigenschaften des Aerosols, wie beispielsweise dessen Größenverteilung, Brechungsindex und Morphologie,

abhängig ist [Evans, 1988; Mishchenko et al., 1998]. Für „Artic Haze“ ist anzunehmen, dass das LiDAR-Verhältnis im Bereich von 30 bis 40 sr liegt [persönliche Kommunikation].

5.3. Klett-Methode

Zur Lösung der LiDAR-Gleichung müssen nun einige Umformungen getroffen werden. Im Weiteren betrachten wir nur Höhen, bei denen $z > z_{\text{Überlapp}}$. Bei diesen Höhen ist $O(z) = 1$ und konstant und kann somit in den weiteren Berechnungen vernachlässigt werden.

Zunächst wird die Gleichung durch Multiplikation mit dem Quadrat der Entfernung und anschließendem Logarithmieren vereinfacht [Klett, 1981]:

$$S := \ln(P_r(\lambda, z) \cdot z^2) = \ln C + \ln(\beta(\lambda, z)) - 2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz'$$

Zur weiteren Vereinfachung wird die erhaltene Gleichung differenziert:

$$\frac{dS(\lambda, z)}{dz} = \frac{1}{\beta(\lambda, z)} \frac{d\beta(\lambda, z)}{dz} - 2\alpha(\lambda, z)$$

Die Lösung dieser Differentialgleichung erfordert die Kenntnis oder die Annahme einer Beziehung zwischen dem Rückstreukoeffizienten β und dem Extinktionskoeffizienten α . Diese Beziehung erhält man über das LiDAR-Verhältnis, welches bereits im Abschnitt 5.2. erläutert wurde:

$$\alpha = \alpha_{\text{Aer}} + \alpha_{\text{Mol}} = L \cdot (\beta - \beta_{\text{Mol}}) + \alpha_{\text{Mol}}$$

Mithilfe des LiDAR-Verhältnisses können die Extinktionskoeffizienten durch Rückstreukoeffizienten ersetzt werden [Klett, 1981]:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2L \cdot \beta + 2L \cdot \beta_{\text{Mol}} - 2 \cdot \alpha_{\text{Mol}}$$

Durch die Einführung des LiDAR-Verhältnisses ist die Differentialgleichung zwar immer noch nichtlinear, kann aber durch weitere Umformungen in die elementare Struktur einer Bernoulli-Gleichung oder einer homogenen Riccati-Gleichung überführt werden [Klett, 1981]:

$$\frac{d\beta}{dz} - 2 \cdot L \cdot \beta^2 - \left(\frac{dS}{dz} + 2 \cdot \alpha_{Mol} + 2 \cdot L \cdot \beta_{Mol} \right) \cdot \beta = 0$$

Für den Rückstreuoeffizienten β erhält man schließlich folgende Beziehung:

$$\beta = \frac{e^{(2 \cdot \alpha_{Mol} \cdot z - 2 \cdot L \cdot \beta_{Mol} \cdot z + S(z) - S(z_0))}}{\frac{1}{\beta(z_0)} - 2 \cdot L \cdot \int_{z_0}^z e^{(2 \cdot z' \cdot (\alpha_{Mol} - L \cdot \beta_{Mol}) + S(z') - S(z'_0))} dz'} \quad z > z_0$$

Dabei ist z_0 die untere Grenze des Rückstreuprofiles. Für diese Grenze muss ein Referenzwert $\beta(\lambda, z_0)$ als Integrationskonstante bekannt sein. Diese Lösung der LiDAR-Gleichung ist zwar analytisch korrekt, hat allerdings durch die Differenz im Nenner eine starke Tendenz zur Instabilität und kann divergieren [Klett, 1981]. Klett versucht das instabile Verhalten zu umgehen, indem er die Integrationsgrenzen vertauscht. Dadurch ändert sich das Vorzeichen des Integrals und aus der Differenz im Nenner wird eine Summe:

$$\beta = \frac{e^{(2 \cdot \alpha_{Mol} \cdot z - 2 \cdot L \cdot \beta_{Mol} \cdot z + S(z) - S(z_0))}}{\frac{1}{\beta(z_{ref})} + 2 \cdot L \cdot \int_z^{z_{ref}} e^{(2 \cdot z' \cdot (\alpha_{Mol} - L \cdot \beta_{Mol}) + S(z') - S(z'_0))} dz'} \quad z_{ref} > z$$

Der Referenzwert für die Rückstreuung $\beta_{ref}(\lambda, z)$ ist nun in großer Höhe zu wählen. Diese augenscheinlich kleine Veränderung der Lösung der Differentialgleichung macht einen signifikanten Unterschied im Verhalten der Lösung. In großer Entfernung zum Ceilometer ist die Stärke des zurückgestreuten Signals sehr schwach. Somit wird der Einfluss der Randbedingung in großer Höhe so klein, dass auch die Annahme einer falschen Randbedingung zu einem guten Ergebnis führen kann. Diese Lösung der Differentialgleichung ist also nicht nur analytisch korrekt, sondern auch stabil [Klett, 1981].

6. Lösung der LiDAR-Gleichung

Zur Lösung der LiDAR-Gleichung muss ein Verhältnis zwischen dem Extinktionskoeffizienten α und dem Rückstreukoeffizienten β , das LiDAR-Verhältnis, und ein Referenzwert für den Rückstreukoeffizienten β_{ref} in einer bestimmten Höhe festgelegt werden. Beide Annahmen sollten möglichst nah an den realen Werten liegen, um den durch die Annahme erzeugten Fehler sehr gering zu halten. Im Folgenden wird der Einfluss der beiden Annahmen auf die Lösung der LiDAR-Gleichung untersucht. Anschließend wird eine Methode aufgezeigt, mithilfe derer der Referenzwert und das LiDAR-Verhältnis gut bestimmt werden können.

Zunächst wurde untersucht, wie groß der Einfluss des Referenzwertes auf den berechneten Rückstreukoeffizienten β ist. Nach der von Klett beschriebenen Methode wird, durch die Wahl des Referenzwertes in großer Höhe, der Einfluss des Referenzwertes so gering, dass sich die Annahme eines falschen Referenzwertes nicht so stark auswirkt, wie die Wahl eines falschen Referenzwertes in geringer Höhe [Klett, 1981]. Doch weicht der Referenzwert β_{ref} zu stark von dem korrekten Wert der Rückstreuung β in der Referenzhöhe ab, so wird ein Rückstreuprofil mit zu hohen oder zu niedrigen Rückstreukoeffizienten erzeugt. Die Abbildungen 6.1c und 6.1d zeigen die prozentuale Abweichung vom Rückstreukoeffizienten bei der Annahme eines nahezu korrekten Referenzwertes zu den Rückstreukoeffizienten bei der Annahme eines zu niedrigen oder zu hohen Referenzwertes. Anstatt des Referenzwertes β_{ref} ist hier als $\text{BSR} = \frac{\beta}{\beta_{\text{Mol}}}$ angegeben. Die prozentuale Abweichung in einer Höhe von etwa 1100 m entspricht der Abweichung des falschen Referenzwertes vom korrekten Referenzwert. Allgemein werden bei der Annahme eines zu niedrigen Referenzwertes zu kleine Rückstreukoeffizienten berechnet. Bei der Annahme eines zu hohen Referenzwertes sind die Werte des Rückstreukoeffizienten zu hoch. Im Vergleich zur Referenzhöhe ist der Fehler unterhalb der Referenzhöhe geringer. Oberhalb der Referenzhöhe treten größere Abweichungen auf. Dies bestätigt die von Klett [1981] entwickelte Methode der Rückwärtsintegration.

Des Weiteren wurde der Einfluss des LiDAR-Verhältnisses auf den berechneten Rückstreukoeffizienten β untersucht. Wie die Abbildung 6.1b zeigt, hat das LiDAR-Verhältnis nahezu keinen Einfluss auf die Werte des Rückstreukoeffizienten im Rückstreuprofil. Das LiDAR-Verhältnis kann somit auch mit einem relativ großen Fehler behaftet sein und man erhält trotzdem ein gutes Ergebnis für den Rückstreukoeffizienten β im Rückstreuprofil. Der Referenzwert für den Rückstreukoeffizienten β_{ref} sollte hingegen möglichst genau bestimmt werden, da der Referenzwert einen großen Einfluss auf die Werte des Rückstreukoeffizienten β im Rückstreuprofil hat.

Im Anhang A3 bis A5 sind noch weitere Grafiken zum Einfluss des Referenzwertes und des LiDAR-Verhältnisses auf die LiDAR-Gleichung hinterlegt.

In den Abbildungen 6.1a-d ist in den unteren 100 m ein deutlicher Streifen zu erkennen. Die Rückstreukoeffizienten in diesem Bereich sind deutlich zu hoch. Dies könnte auf die Überlapphöhe zurückzuführen sein. Nach Vaisala [2010] soll das Ceilometer CL51 bereits ab einer Höhe von 0 m einen Überlapp von 100% aufweisen. Diese Abbildungen zeigen jedoch, dass sehr wahrscheinlich erst ab einer Höhe von etwa 100 m vollständiger Überlapp der vom Laserstrahl bestrahlten Fläche mit dem Sichtfeld der Empfangsoptik erreicht wird. In den unteren 100 m werden die Rückstreukoeffizienten deshalb überkorrigiert.

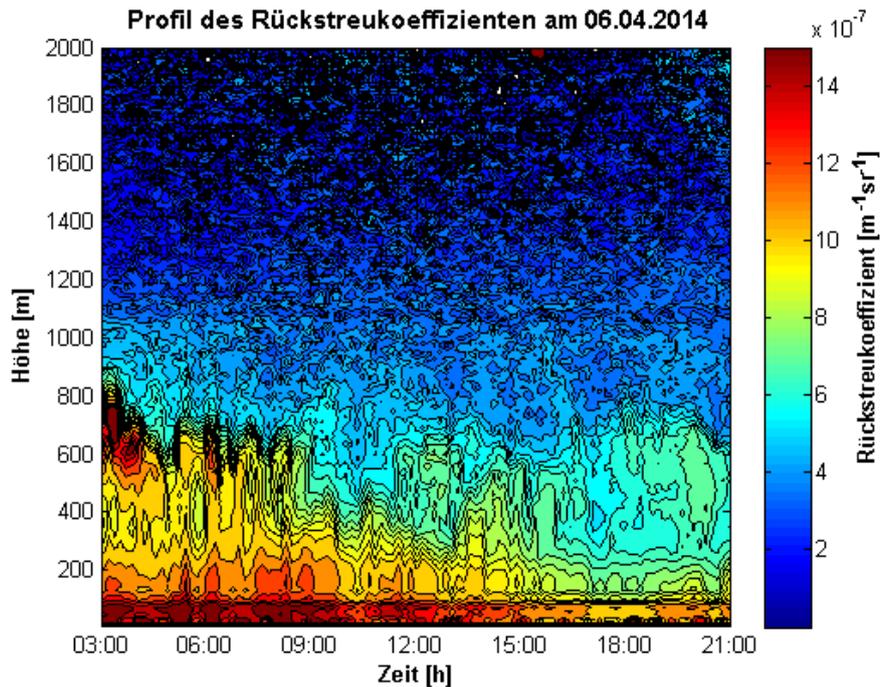


Abb. 6.1a:
Rückstreuprofil am 06.04.2014 unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und eines LiDAR-Verhältnisses von 32.

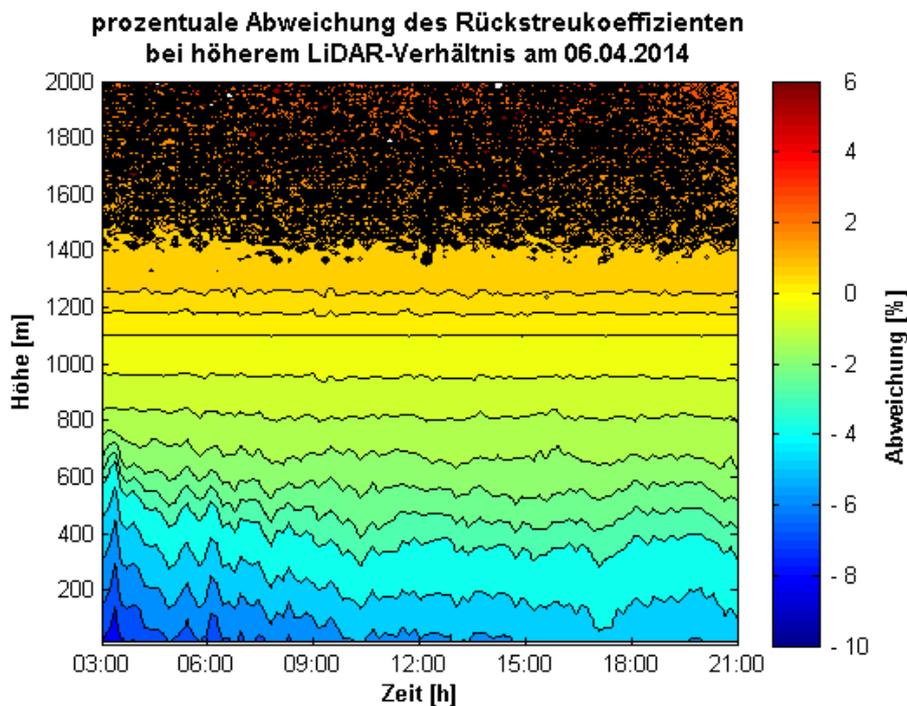


Abb. 6.1b:
Rückstreuprofil unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem falschen LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.

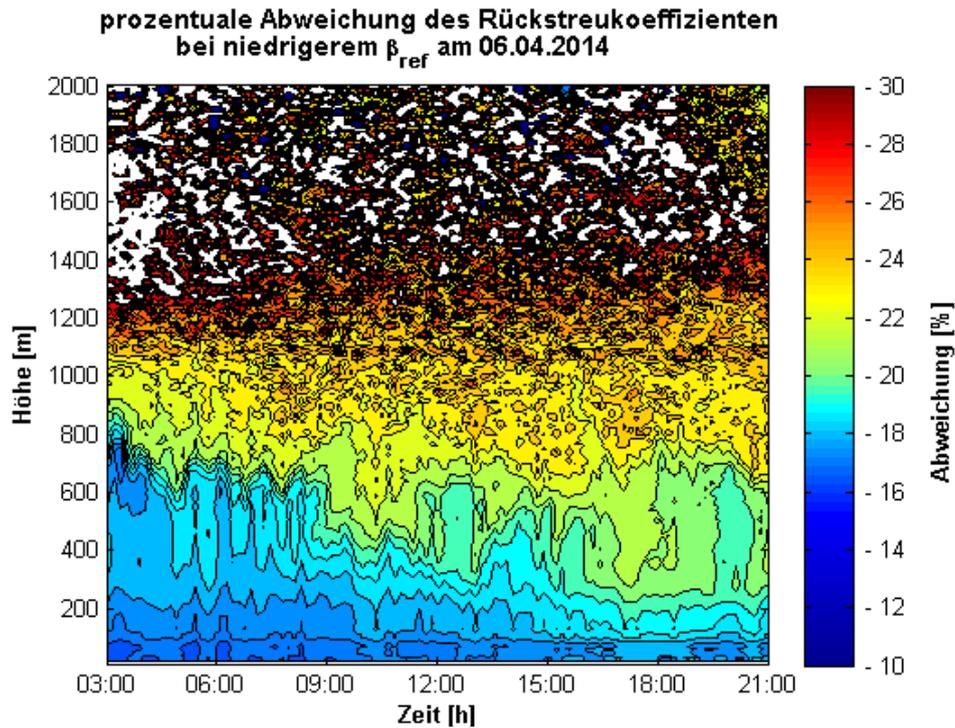


Abb. 6.1c:

Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 3 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 32. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.

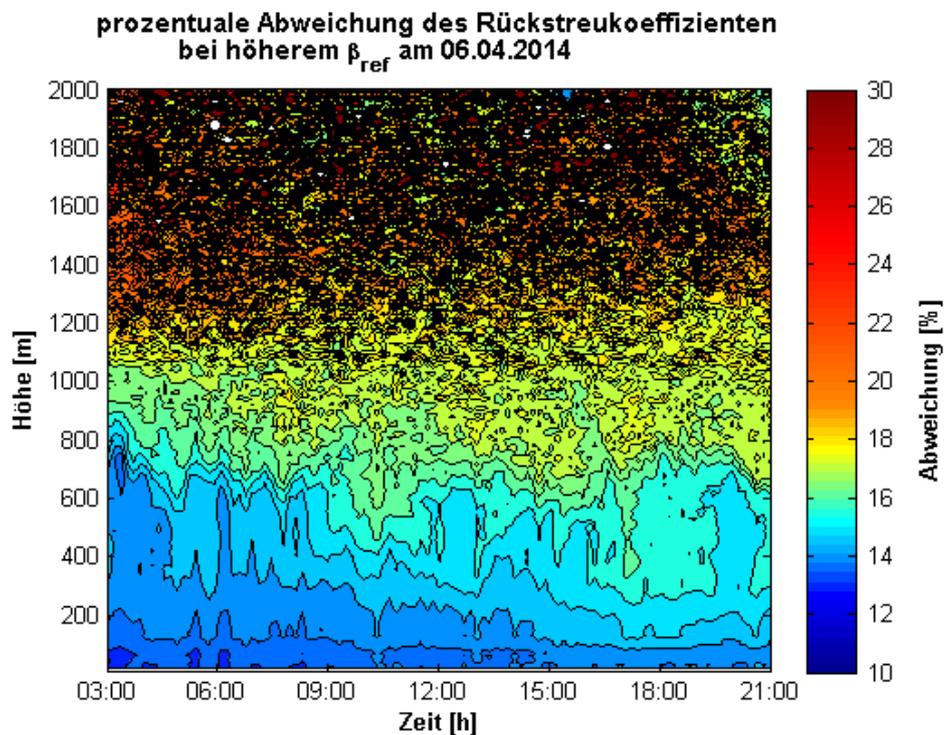


Abb. 6.1d:

Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 4 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 32. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.

6.1. Ableitung der Randbedingung aus KARL-Daten

Informationen über einen guten Näherungswert für den Referenzwert β_{ref} erhält man beispielsweise über Messungen mit anderen Messinstrumenten. In Ny-Ålesund kommt neben dem Ceilometer bei gutem Wetter auch das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar, kurz KARL, zum Einsatz. Das KARL dient der Untersuchung von Aerosolen in der Troposphäre und in der Stratosphäre, sowie zur Detektion von Wasserdampf in den untersten Kilometern der Atmosphäre. Ziel der Messungen ist dabei die Erforschung der Klimawirkung des Aerosols. Dazu erfasst das KARL die Rückstreuung, die Extinktion und das Mischungsverhältnis des Wasserdampfes bei verschiedenen Wellenlängen. Ziel unserer Untersuchungen war nun, aus der vom KARL gemessenen Rückstreuung einen Referenzwert β_{ref} für die Lösung der LiDAR-Gleichung des Ceilometers abzuleiten.

Für unsere Untersuchungen nutzten wir die vom KARL gemessenen Werte der Rückstreuung bei 532 nm (Abb. 7.2a). Über den Aerosol-Angström-Exponenten wurden die Daten des KARL bei 532 nm in die Wellenlänge des Ceilometers (910 nm) umgerechnet:

$$\beta_{910} = \beta_{532} \cdot \left(\frac{910}{532}\right)^{-1.2}$$

Nun konnte aus den umgerechneten Daten ein Referenzwert für die Rückstreuung β für die Lösung der LiDAR-Gleichung des Ceilometers abgeleitet werden. Dazu wurden die Werte der Rückstreuung in einem bestimmten Höhenintervall, in dem man den KARL-Daten vertrauen kann, zeitlich und räumlich gemittelt. Mit diesem Referenzwert β_{ref} konnte mithilfe der Klett-Methode die LiDAR-Gleichung des Ceilometers gelöst werden (Abb. 6.2a).

Das Ceilometer liefert nur in den unteren 1100 m der Atmosphäre qualitativ gute Daten. Im Gegensatz dazu sind die Daten des KARL erst ab einer Höhe von etwa 800 m von guter Qualität. Durch Kombination der Ceilometer-Daten mit den KARL-Daten kann somit ein vollständiges Rückstreuprofil vom Boden bis in die Stratosphäre erzeugt werden. Um beide Datensätze kombinieren zu können, wurde zunächst durch Interpolation der Datensatz des KARL in die räumliche und zeitliche Auflösung des Ceilometers umgewandelt. Anschließend wurden beide Rückstreuprofile verglichen, um herauszufinden in welchem Bereich man den Daten des Ceilometers, in welchem Bereich man den Daten des KARL vertrauen kann. Dabei wurde festgestellt, dass das Ceilometer bis in eine Höhe von 800 m und das KARL ab einer

Höhe von 1100 m vergleichbar gute Rückstreuprofile liefern. In dem Bereich zwischen 800 m und 1100 m sind beide Datensätze von ähnlich guter Qualität. Zur Erzeugung des kombinierten Rückstreuprofils wurden deshalb in den untersten 800 m der Atmosphäre die Daten des Ceilometers und ab einer Höhe von 1100 m in der Atmosphäre die Daten des KARL verwendet. In dem dazwischen liegendem Höhenbereich wurden die Daten arithmetisch gemittelt. Abbildung 6.2c zeigt einen Ausschnitt des aus Ceilometer- und KARL-Daten kombinierten Rückstreuprofils.

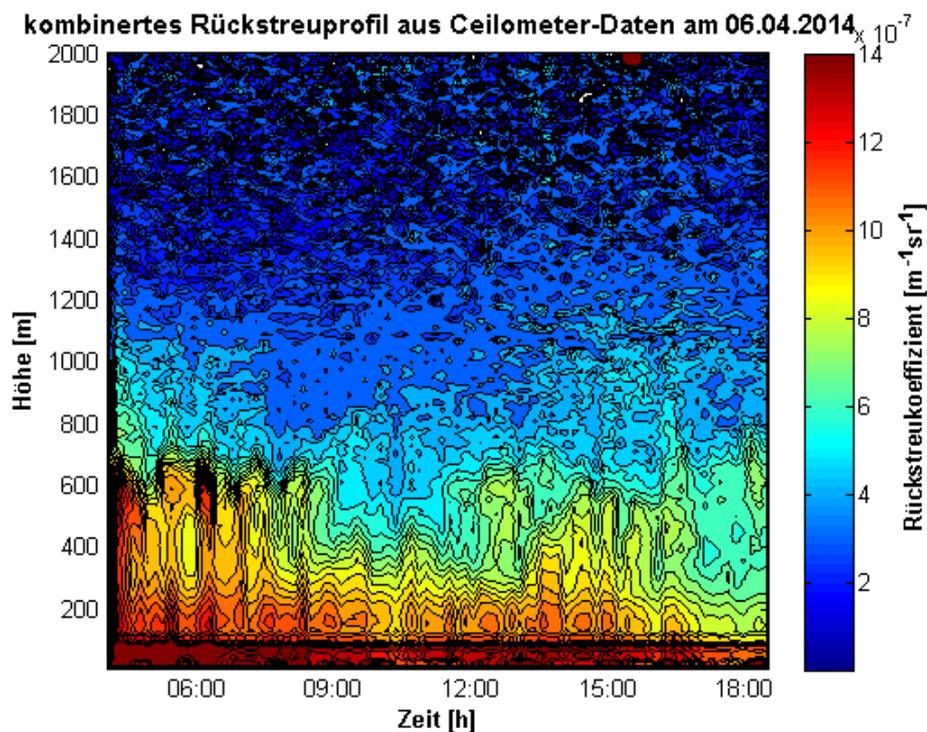


Abb. 6.2a:
Rückstreuprofil aus Ceilometer-Daten mit einem BSR von 3.47
abgeleitet aus dem Rückstreuprofil des KARL vom 06.04.2014.

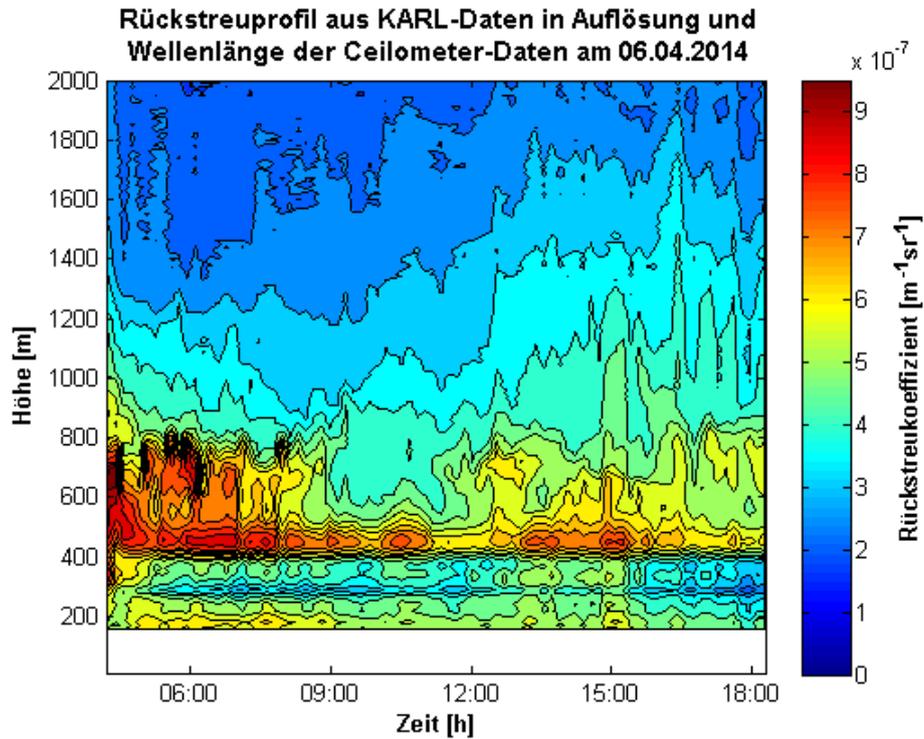


Abb. 6.2b:

Rückstreuprofil aus KARL-Daten vom 06.04.2014, umgerechnet in die Wellenlänge und in die räumliche und zeitliche Auflösung des Ceilometers.

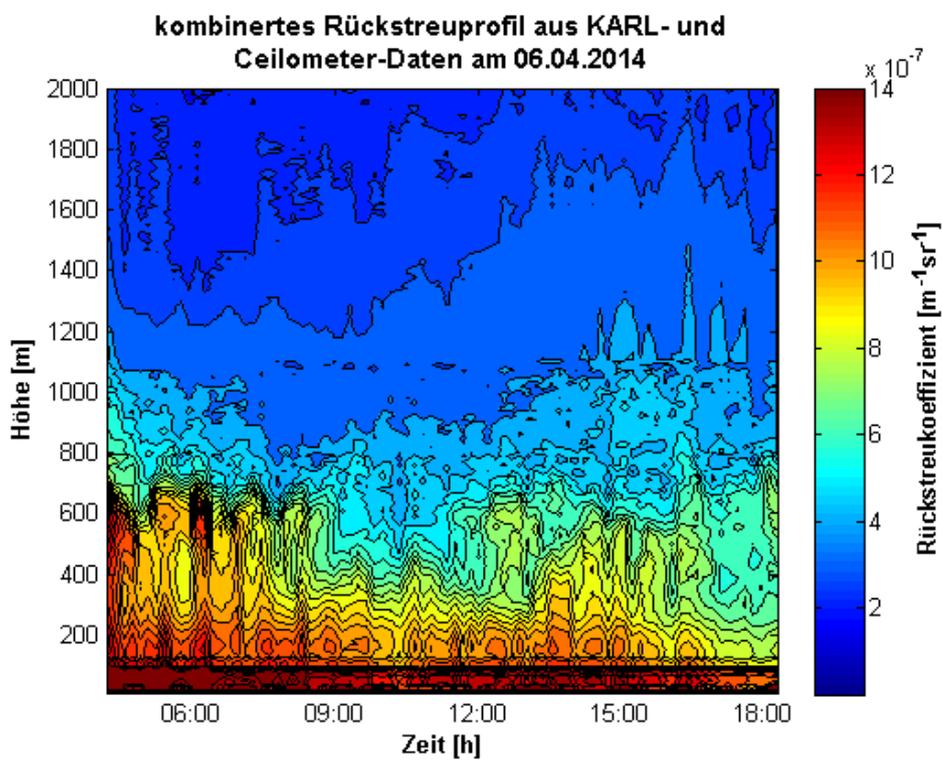


Abb. 6.2c:

Kombiniertes Rückstreuprofil aus KARL- und Ceilometer-Daten vom 06.04.2014 (Abb. 6.2a,b).

7. Neuer Lösungsansatz – Neigung des Ceilometers

Bisher wurden nur vertikale Messungen mit dem Ceilometer betrachtet. Um die LiDAR-Gleichung bei vertikaler Messung zu lösen, ist die Annahme eines Referenzwertes für die Rückstreuung β in einer definierten Höhe erforderlich. Des Weiteren muss eine Beziehung zwischen dem Extinktionskoeffizienten α und dem Rückstreukoeffizienten β , das LiDAR-Verhältnis, angenommen werden. Beide Koeffizienten sind hoch variabel in Zeit und Raum. Für die korrekte Annahme des LiDAR-Verhältnisses ist die Kenntnis des Aerosoltyps und der räumlichen Verteilung des Aerosols in der Atmosphäre notwendig. Ist die Variation der Koeffizienten mit der Höhe bekannt, so ist der Aerosoltyp bestimmbar [Matthias et al., 2004]. Dieses Problem kann mithilfe zusätzlichen, von den Ceilometer-Messungen unabhängigen Informationen über den Extinktionskoeffizienten α und den Rückstreukoeffizienten β gelöst werden. Diese Informationen erhält man beispielsweise aus flugzeuggestützten in situ Messungen oder über Messungen mit einem Raman-Lidar. Doch diese Methoden sind teuer und nicht überall einsetzbar. Im Folgenden soll eine neue Methode vorgestellt werden, welche die direkte Aufzeichnung von Profilen der Aerosoloptischen Dicke (AOD) durch Messungen mit dem Ceilometer ermöglicht. Dabei entfallen die Annahmen des LiDAR-Verhältnisses und des Referenzwertes für die Rückstreuung β . Die Grundidee zu dieser Methode lieferte Iwona Stachlewska von der Universität Warschau.

7.1. Methode

Im Gegensatz zu den vorhergehenden Messungen soll das Ceilometer nun in zwei verschiedenen Winkeln zur Vertikalen eingesetzt werden (Abb. 7.1). Das Ziel dieser Methode ist die direkte Aufzeichnung von Profilen der AOD, ohne dabei Annahmen wie das LiDAR-Verhältnis oder den Referenzwert β_{ref} treffen zu müssen. Aus den Profilen der AOD können dann Profile des Extinktionskoeffizienten α abgeleitet werden.

Die Methode der Messung mit dem Ceilometer in zwei verschiedenen Winkeln ist jedoch auf die atmosphärische Grenzschicht beschränkt, da mit zunehmender Höhe das Signal-zu-Rausch-Verhältnis zu klein wird. Zur Umsetzung muss noch eine weitere Annahme getroffen werden: Eine horizontal homogene oder gut geschichtete, stabile Atmosphäre. Die Annahme

beinhaltet, dass in einer horizontalen Schicht überall der gleiche Rückstreukoeffizient β gemessen werden kann (Abb. 7.1). Dies setzt voraus, dass die beiden Winkel bei der Messung nicht zu stark voneinander differieren.

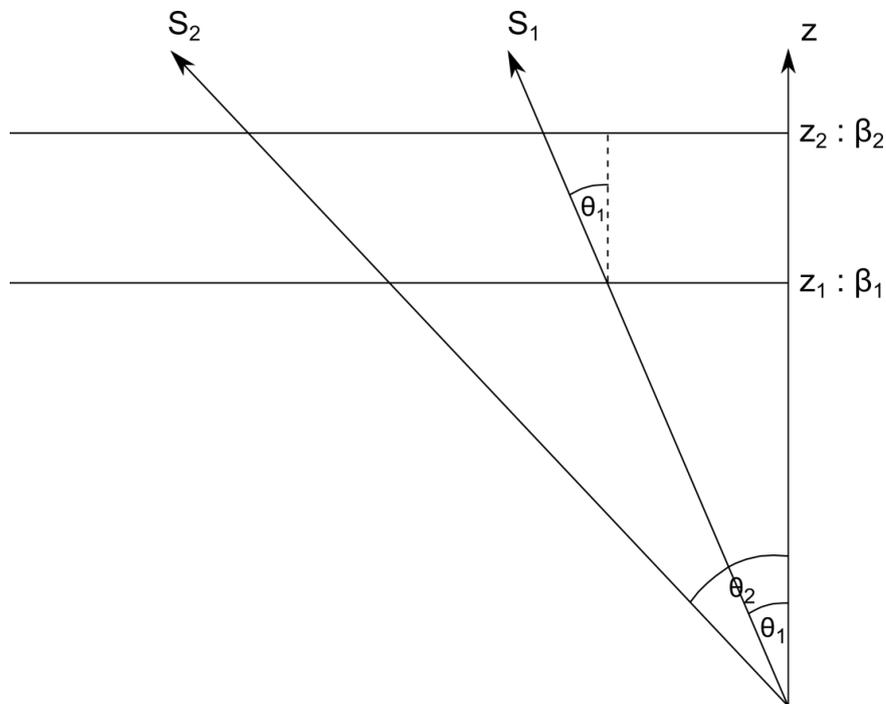


Abb. 7.1:

Neigung des Ceilometers in zwei verschiedenen Winkeln θ_1 und θ_2 . Zur Lösung der LiDAR-Gleichung wird eine horizontal homogene Atmosphäre angenommen, d.h. innerhalb einer Höhe z_i wird überall der gleiche Rückstreukoeffizient β_i gemessen.

Für die Berechnungen wird die elastische LiDAR-Gleichung unter Einbezug des Winkels, in dem gemessen wird, genutzt:

$$P(z) = C \cdot O(z) \cdot \beta(z) \cdot \cos^2 \theta \cdot e^{-\frac{2}{\cos \theta} \cdot \int \alpha(z') dz'} \quad (1)$$

Dabei ist $P(z)$ die Signalstärke, C die Systemkonstante, $\beta(z)$ der Rückstreukoeffizient, θ der Winkel, bei dem die Messung durchgeführt wird und $\alpha(z)$ der Extinktionskoeffizient.

Mit der allgemeinen Konvention $S := P(z) \cdot z^2$ folgt:

$$S(z) = C \cdot O(z) \cdot \beta(z) \cdot \cos^2 \theta \cdot e^{-\frac{2}{\cos \theta} \cdot \int \alpha(z') dz'} \quad (2)$$

Nun erfolgt die Division zweier Signale einer Messung im gleichen Winkel, aber aus unterschiedlichen Höhen:

$$\frac{S_1(z_2)}{S_1(z_1)} = \frac{\beta_1(z_2)}{\beta_1(z_1)} \cdot e^{-\frac{2}{\cos \theta_1} \cdot \int_{z_1}^{z_2} \alpha(z') dz'} \quad (3)$$

Zudem werden zwei Signale der zweiten Messung, d.h. in einem anderen Winkel, miteinander dividiert:

$$\frac{S_2(z_2)}{S_2(z_1)} = \frac{\beta_2(z_2)}{\beta_2(z_1)} \cdot e^{-\frac{2}{\cos \theta_2} \cdot \int_{z_1}^{z_2} \alpha(z') dz'} \quad (4)$$

Durch die Annahme der horizontalen Homogenität der Atmosphäre entspricht das Verhältnis der Rückstreuoeffizienten $\frac{\beta_1(z_2)}{\beta_1(z_1)}$ in Gleichung (3) dem Verhältnis der Rückstreuoeffizienten $\frac{\beta_2(z_2)}{\beta_2(z_1)}$ in Gleichung (4). Somit kann die Gleichung (4) nach dem Verhältnis der Rückstreuoeffizienten $\frac{\beta_2(z_2)}{\beta_2(z_1)}$ umgestellt und in die Gleichung (3) eingesetzt werden:

$$\frac{S_1(z_2)}{S_1(z_1)} = \frac{S_2(z_2)}{S_2(z_1)} \cdot e^{2 \cdot \left(\frac{1}{\cos \theta_2} - \frac{1}{\cos \theta_1} \right) \cdot \int_{z_1}^{z_2} \alpha(z') dz'} \quad (5)$$

Umstellung der Gleichung (5) nach der AOD ergibt:

$$\int_{z_1}^{z_2} \alpha(z') dz' = -\frac{1}{2} \cdot \ln \frac{S_1(z_2) \cdot S_2(z_1)}{S_1(z_1) \cdot S_2(z_2)} \cdot \frac{\cos \theta_1 \cdot \cos \theta_2}{\cos \theta_2 - \cos \theta_1} \quad (6)$$

7.2. Durchführung

Um die Methode zu testen, wurden zunächst synthetische Lidarprofile auf der Basis von Rückstreu- und Extinktionsdaten des Koldewey-Aerosol-Raman-Lidars vom 06. April 2014 mittels MATLAB und der LiDAR-Gleichung aus dem Abschnitt 5.1. erzeugt (Abb. 7.2a, b). Mithilfe dieser synthetischen Lidarprofile kann mit Gleichung (6) aus dem Abschnitt 7.1. die Aerosol-optische Dicke in einem bestimmten Höhenintervall berechnet werden. Hier soll bereits vor den Feldmessungen festgestellt werden, welche Genauigkeit der AOD mit dieser Methode erreicht werden kann und welche Messwinkel am besten geeignet sind.

Zur Umsetzung im Feld soll das Ceilometer auf eine neigbare Plattform montiert werden. In regelmäßigen Zeitabständen soll der Winkel der Plattform und somit auch der Winkel des Ceilometers verändert werden. Dadurch kann zwar keine gleichzeitige Messung in zwei verschiedenen Winkeln gewährleistet werden, aber bei der Wahl von geringen Zeitabständen von wenigen Minuten können gleiche Bedingungen angenommen werden. Eine weitere Möglichkeit wäre die Anwendung von zwei, möglichst baugleichen Ceilometern in verschiedenen Winkeln. Da es dann allerdings zwei verschiedene Geräte wären, müssen unterschiedliche Systemkonstanten und Überlappfunktionen berücksichtigt werden.

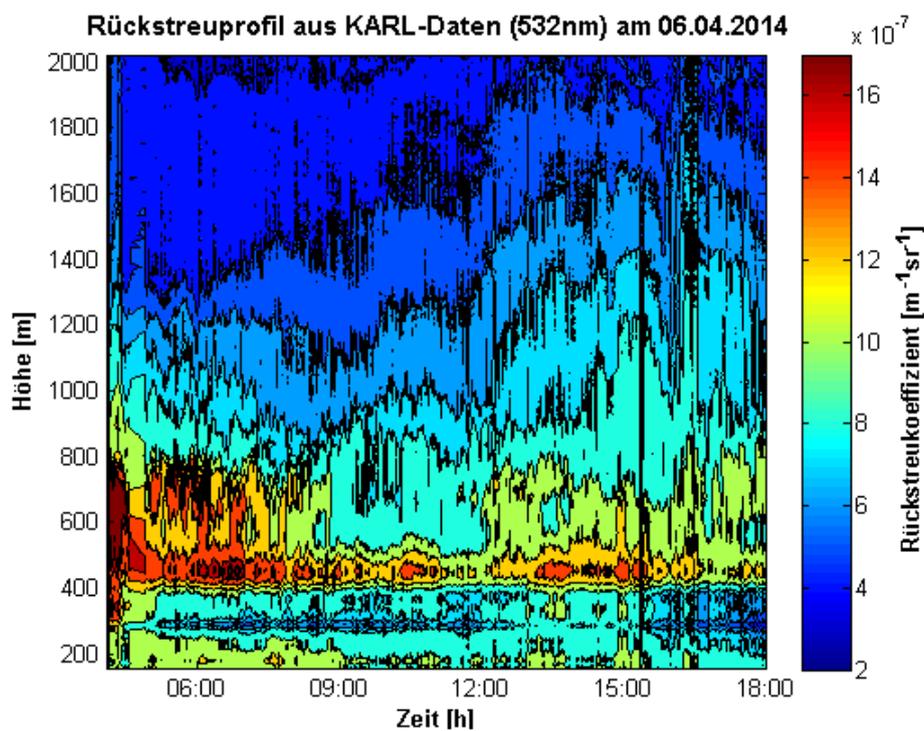


Abb. 7.2a:
Rückstreuprofil aus KARL-Daten (532nm) vom 06.04.2014. Auf der Grundlage dieser Daten wurden synthetische Signale für das geneigte Ceilometer erzeugt.

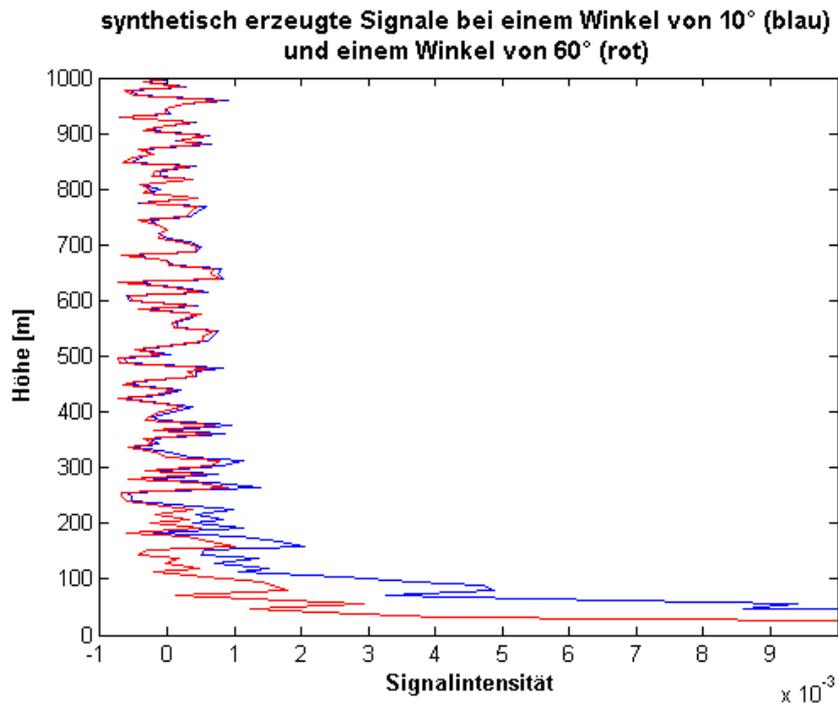


Abb. 7.2b:
Mithilfe der Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten der KARL-Daten vom 06.04.2014 erzeugte synthetische Signale. Die blaue Kurve zeigt das Signal in einem Messwinkel von 10°. Die rote Kurve zeigt das Signal in einem Messwinkel von 60°.

7.3. Auswertung und Fehlerbetrachtung

Mithilfe der Gleichung (6) aus dem Abschnitt 7.1 kann aus zwei synthetisch erzeugten Signalen aus verschiedenen Winkeln die Aerosol-optische Dicke in einem bestimmten Höhenintervall berechnet werden. Über Ny-Ålesund liegt für eine Wellenlänge von 532 nm die Extinktion meist im Bereich von 0.05. Ein Wert von 0.1 würde schon einem starken Aerosolereignis entsprechen. Die berechneten AOD-Werte wurden anschließend auf ihre Genauigkeit geprüft. Diese sollte zumindest in der Größenordnung der gemessenen AOD-Werte liegen. Der Fehler in der Aerosol-optischen Dicke $\Delta\tau$ ist von der Genauigkeit des Winkels $\Delta\theta$ und vom Fehler im Signal, dem Rausch-zu-Signal-Verhältnis ΔX , abhängig. Er kann folgendermaßen berechnet werden:

$$\Delta\tau = \frac{\partial\tau}{\partial X} \cdot \Delta X + \frac{\partial\tau}{\partial W} \cdot \frac{\partial W}{\partial\theta} \cdot \Delta\theta$$

$$\text{mit: } X := \frac{S_1(z_2) \cdot S_2(z_1)}{S_1(z_1) \cdot S_2(z_2)}, \quad W := \frac{1}{\cos \theta_2} - \frac{1}{\cos \theta_1} \quad \text{und} \quad \tau = \text{AOD} = \frac{\ln X}{2 \cdot W}$$

Durch Berechnung der Differentiale erhält man:

$$\Delta\tau = \frac{1}{2 \cdot L \cdot W} \cdot \Delta X + \frac{\ln X}{2 \cdot W^2} \cdot \left(\frac{\sin \theta_2}{\cos^2 \theta_2} - \frac{\sin \theta_1}{\cos^2 \theta_1} \right) \cdot \Delta\theta$$

Zunächst wurden die Signale P_1 und P_2 aus einem Winkel $\theta_1 = 0^\circ$ und einem Winkel $\theta_2 = 10^\circ$ betrachtet. Bei einem Rausch-zu-Signal-Verhältnis von 0.01 und einer Winkelgenauigkeit von 0.5° beträgt der Fehler in der AOD etwa 3.35. Auch bei Verbesserung der Winkelgenauigkeit oder des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses kann die AOD nur sehr ungenau bestimmt werden (Abb. 7.3a, b). Dabei hat der Fehler im Winkel den größeren Einfluss auf die Genauigkeit der AOD.

Eine Vergrößerung der Winkeldifferenz führt zur Verringerung des Fehlers in der AOD (Abb. 7.4a, b). Allerdings wird bei einer Vergrößerung der Winkelöffnung der Abstand beider Messungen in einer bestimmten Höhe größer (A6). Die Annahme einer homogenen Atmosphäre ist dabei eventuell nicht mehr gewährleistet.

Betrachtet man Signale aus größeren Winkeln, beispielsweise aus $\theta_1 = 60^\circ$ und $\theta_2 = 70^\circ$, so kann die AOD wesentlich genauer bestimmt werden (Abb. 7.5). Bei einer Winkelgenauigkeit von 0.1° und einem Rausch-zu-Signal-Verhältnis von 0.01, was 1% Fehler pro Lidarsignal entspricht, beträgt die Genauigkeit der AOD $\Delta\tau = 0.04$. Damit würde der Fehler der AOD in etwa in der gleichen Größenordnung wie die AOD über Ny-Ålesund selbst liegen. Jedoch nimmt der Abstand zweier Messpunkte in der gleichen Höhe bei der Messung in großen Winkeln stark zu. Bei einer Messung in Winkeln von 60° und 70° haben die beiden Messpunkte in einer Höhe von 500 m bereits einen Abstand von etwa 507 m. Die Annahme der Homogenität der Atmosphäre ist dabei nur noch bei tatsächlich homogenen Bedingungen gewährleistet. Außerdem legt der Laserstrahl bei der Messung in großen Winkeln einen längeren Weg bis zum Streukörper zurück als bei kleinen Winkeln. Da das Signal-zu-Rausch-Verhältnis mit der Höhe abnimmt, das heißt der Fehler im Signal zunimmt, ist das Signal-zu-Rausch-Verhältnis in einer bestimmten Höhe bei größeren Winkeln schlechter, das heißt der Fehler im Signal größer, als bei Messungen in kleinen Winkeln.

Allerdings hat der Term, welcher durch das Rausch-zu-Signal-Verhältnis bestimmt wird, bei großen Winkeln nur einen sehr geringen Einfluss auf die Genauigkeit der AOD (Abb. 7.5a, b).

Allgemein bewirkt eine Verringerung des Fehlers im Signal nur eine geringfügige Verbesserung der Genauigkeit der AOD. Die Genauigkeit der AOD wird hauptsächlich durch die Winkelgenauigkeit bestimmt. An sich scheint es auch einfacher, den Fehler im Winkel klein zu halten, als das Rauschen im Signal zu verringern. Eine Winkelgenauigkeit von 0.1° liegt im Bereich des Möglichen. Das Signal-zu-Rausch-Verhältnis liegt im Durchschnitt etwa bei 100, der Fehler im Signal somit bei 1 %. In Ny-Ålesund ist die Anwendung dieser Methode aufgrund der umgebenden Orographie schwierig. Eine ausreichend hohe Genauigkeit würde nur bei sehr großen Winkeln erzielt werden. Doch da die Atmosphäre über Ny-Ålesund nicht über mehrere 100 m als homogen angesehen werden kann, ist die Annahme der Homogenität der Atmosphäre nicht mehr gewährleistet. Trotzdem könnte diese Methode in anderen Regionen, in denen die AOD-Werte deutlich höher sind oder die Atmosphäre homogen ist, angewandt werden. Dabei wären Winkel zwischen 30° und 50° eine gute Wahl. In diesem Bereich ist der Abstand zweier Messpunkte in einer bestimmten Höhe noch gering und die Genauigkeit der AOD hoch genug, um die AOD-Werte annähernd gut bestimmen zu können. Beispiele für eine gute Wahl der Winkel bieten Abb 7.6a,b, A7.

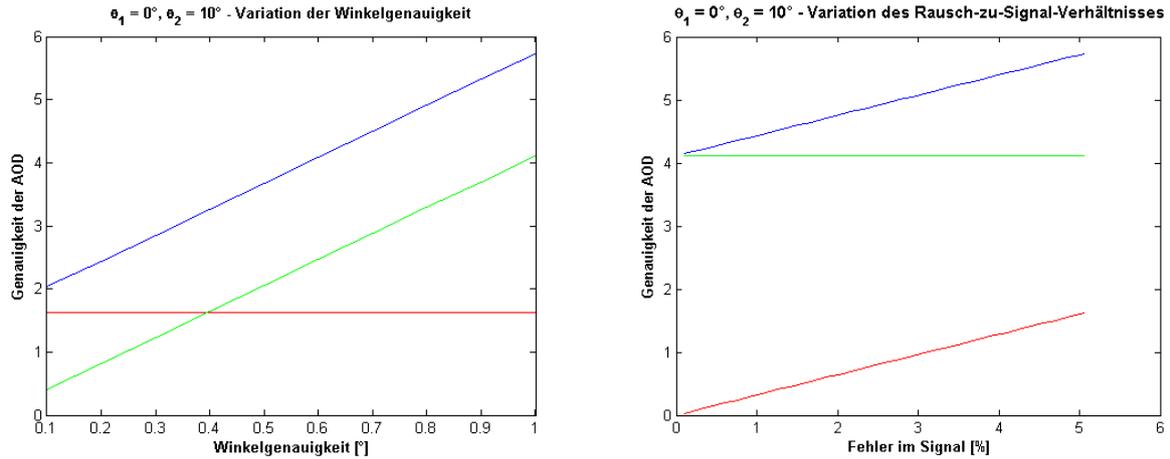


Abb. 7.3 (links: a, rechts: b):

Bei der Messung in kleinen Winkeln, ist die Aerosol-optische Dicke mit einem sehr großen Fehler behaftet. Auch eine Verbesserung der Winkelgenauigkeit oder des Signal-zu-Rausch-Verhältnis führt nicht zu einem guten Ergebnis. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnis)

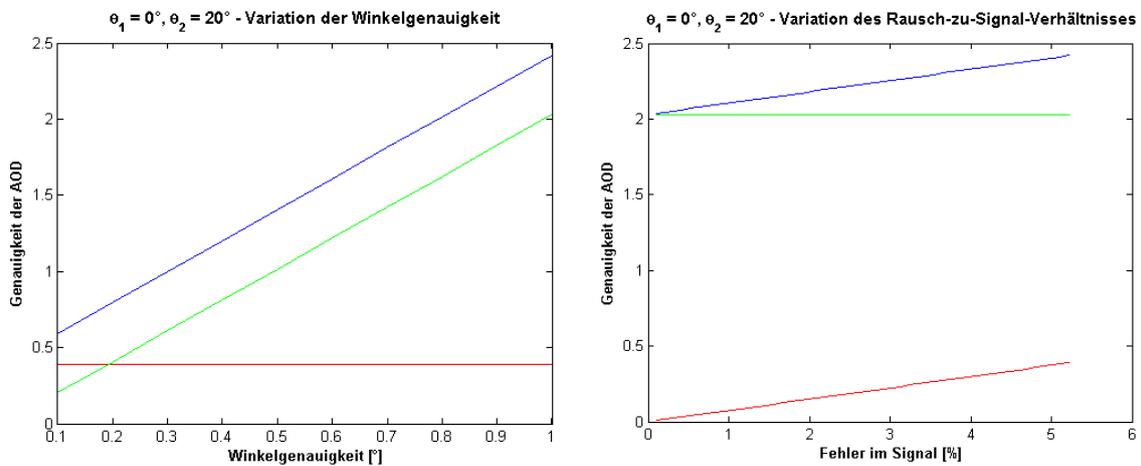


Abb. 7.4 (links: a, rechts: b):

Eine Vergrößerung der Winkeldifferenz bewirkt eine erhebliche Verbesserung der Genauigkeit der AOD. Allerdings wird durch die Vergrößerung der Winkeldifferenz die Annahme einer homogenen Atmosphäre gefährdet. Eine Verringerung des Fehlers im Signal bewirkt nur eine geringe Verbesserung der Genauigkeit der AOD. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

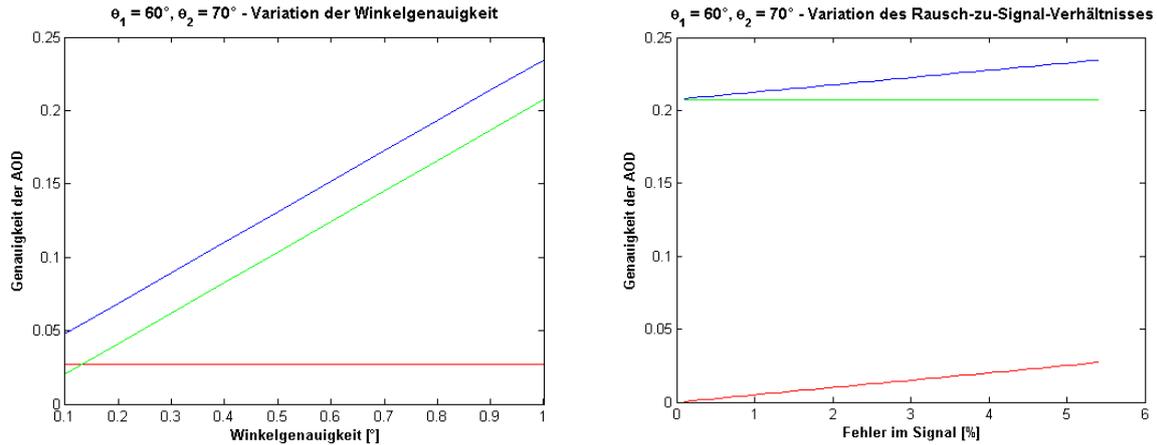


Abb. 7.5 (links: a, rechts: b):

Wählt man die Winkel sehr groß, so hat eine Verringerung des Fehlers im Signal nahezu keinen Einfluss auf die Genauigkeit der AOD. Die Genauigkeit der AOD wird maßgeblich durch die Winkelgenauigkeit bestimmt. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

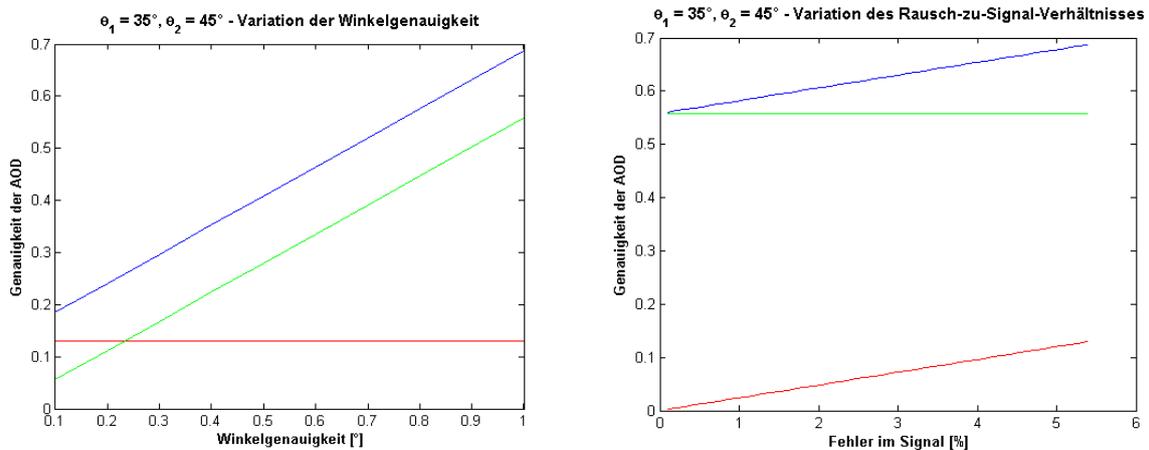


Abb. 7.6 (links: a, rechts: b):

Wählt man Winkel $\theta_1 = 35^\circ$ und $\theta_2 = 45^\circ$, so kann bei guter Winkelgenauigkeit eine Genauigkeit der AOD von 0.2 m^{-1} erreicht werden. Der Abstand beider Messpunkte in einer Höhe von 500 m beträgt dabei etwa 140 m. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

9. Fazit und Ausblick

Das Ceilometer CL51 eignet sich neben der Bestimmung der Wolkenuntergrenze auch für Messungen der Aerosolpartikel-Konzentration in der atmosphärischen Grenzschicht. Die Rückstreuprofile des Ceilometers liefern insbesondere zwischen 100 und 800 m sehr gute Ergebnisse. Die vom Hersteller angegebene Überlapphöhe von 0 m entspricht nicht ganz der Realität. Unsere Ergebnisse zeigten in den unteren 100 m viel zu hohe Rückstreukoeffizienten. Die Ursache dafür könnte eine inkorrekte Beschreibung des Überlappes der vom Laserstrahl beleuchteten Fläche mit dem Gesichtsfeld der Empfangsoptik unterhalb von 100 m sein. Das Ceilometer bietet mit der Erfassung der Aerosolkonzentration in den unteren 800 m die Ergänzung zum ebenfalls an der AWIPEV-Forschungsbasis stationierten Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar, denn das KARL kann erst ab einer Höhe von 1000 m gute Rückstreuprofile erfassen. Durch Kombination der Ceilometer-Daten mit den Daten des KARL können durchgängige Rückstreuprofile fast vom Boden bis in die Stratosphäre hinein erzeugt werden. Dabei ist es möglich, den Referenzwert zur Lösung der LiDAR-Gleichung des Ceilometers aus den KARL-Daten abzuleiten. Doch im Gegensatz zum Ceilometer kommt das KARL nur an nahezu wolkenfreien Tagen zum Einsatz, da es bei Wolkenbedeckung keine guten Daten liefern kann. Deshalb kann diese Methode nicht immer angewandt werden.

Kann der Referenzwert nicht aus Daten anderer Messinstrumente abgeleitet werden, muss der Referenzwert und das LiDAR-Verhältnis zur Lösung der LiDAR-Gleichung angenommen werden. Im Gegensatz zum Referenzwert hat das LiDAR-Verhältnis nur einen geringen, vernachlässigbaren Einfluss auf die Lösung der LiDAR-Gleichung. Auch eine Abweichung des LiDAR-Verhältnisses um 100% vom korrekten Wert bewirkt lediglich eine Abweichung des Rückstreukoeffizienten von weniger als 3%. Der Referenzwert hat einen deutlich größeren Einfluss auf die Lösung der LiDAR-Gleichung. Bei falscher Annahme eines Referenzwertes in einer bestimmten Referenzhöhe sind die Fehler unterhalb der Referenzhöhe geringer als die Abweichung des falschen vom korrekten Referenzwert. Jedoch hat bereits eine Abweichung um 10% vom korrekten Referenzwert einen Fehler von etwa 8% unterhalb der Referenzhöhe zur Folge. Oberhalb der Referenzhöhe sind die Abweichungen deutlich größer. Um mithilfe des Ceilometers auch gute Ergebnisse ohne die Nutzung weiterer Informationen zu

gewinnen, müssen weitere Möglichkeiten gefunden werden, den Referenzwert zu bestimmen oder zu überprüfen.

Die neu entwickelte Methode der Messung mit dem Ceilometer in zwei verschiedenen Winkeln bietet die Möglichkeit die LiDAR-Gleichung ohne vorherige Annahme eines Referenzwertes oder eines LiDAR-Verhältnisses zu lösen. Doch unsere Ergebnisse zeigen, dass die AOD mit dieser Methode gerade bei kleinen Winkeln nur unzureichend genau bestimmt werden kann. Eine Vergrößerung der Winkeldifferenz oder der Winkel an sich führt zwar zu einer Verbesserung der Genauigkeit der AOD, jedoch wird dadurch der Abstand zweier Messpunkte in einer bestimmten Höhe so groß, dass die Annahme einer homogenen Atmosphäre unter Umständen nicht mehr gewährleistet ist. Die praktische Umsetzung der Methode in der Atmosphäre orographisch beeinflusster Standorte ist schwierig, denn die dabei erreichbare Genauigkeit der AOD liegt weit über der Größenordnung der tatsächlichen Werte. In anderen Regionen mit höheren AOD-Werten oder flacher Topographie könnte diese Methode zur Anwendung kommen. Dabei sollten Winkel zwischen 30° und 50° gewählt werden, um eine hohe Genauigkeit zu erzielen und trotzdem die Annahme einer homogenen Atmosphäre rechtfertigen zu können. Weiterhin sind die Fehler im Winkel möglichst klein zu halten, da diese den größten Einfluss auf die Genauigkeit der AOD haben. Auch das Signal-zu-Rausch-Verhältnis ist nicht zu vernachlässigen, denn um eine gute Datenqualität zu erzielen, muss ein möglichst hohes Signal-zu-Rausch-Verhältnis vorhanden sein. Mit der Umsetzung dieser neuen Methode in die Praxis können die theoretischen Berechnungen mit tatsächlich gemessenen Werten überprüft und validiert werden.

10. Literaturverzeichnis

[Brockhaus, 2002] BROCKHAUS: Absorption, Brockhaus – Die Enzyklopädie in achtzehn Bänden, 2002. F.A. Brockhaus GmbH, Leipzig · Mannheim

[Carslaw, 2010] Carslaw, K. S., Boucher, O., Spracklen, D. V., Mann, G. W., Rae, J. G. L., Woodward, S., and Kulmala, M., 2010. A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 1701-1737, doi:10.5194/acp-10-1701-2010

[Cazenave und Remy, 2011] Cazenave, A. and Remy, F., 2011. Sea level and climate: measurements and causes of changes. *WIREs Clim Change*, 2: 647–662. doi: 10.1002/wcc.139

[Curry et al., 1994] Curry, Judith A., Julie L. Schramm, Elizabeth E. Ebert, 1995. Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *J. Climate*, 8, 240–247. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2)

[Europa, 2011] Europa auf einen Blick – Norwegen – Svalbard – Spitzbergen; 2011. URL: <http://www.europa-auf-einen-blick.de/norwegen/spitzbergen.php>

[Evans, 1988] Evans, Blair T. N., 1988. Sensitivity of the backscatter/extinction ratio to changes in aerosol properties: implications for lidar. *Applied Optics*, Vol. 27, Issue 15, pp. 3299-3305, <http://dx.doi.org/10.1364/AO.27.003299>

[Geiger, 1954] Geiger, R., 1954. Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. *Landolt-Börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik (alte Serie), Band III (Astronomie und Geophysik).* - Berlin.

[Igor Esau, 2012] Igor Esau, Irina R., 2012. Wind Climate in Kongsfjord, Svalbard, and Attribution of Leading Wind Driving Mechanisms through Turbulence-Resolving Simulations. *Advances in Meteorology* vol. 2012 16 pages Article ID 568454

[IPCC, 2013] Bindoff, N., Stott, P., Achutarao, K. M., Allen, M., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I., Overland, J., Perlwitz, J. Sebbari, R. Zhang, X., Bartholy, J., Vautard, R., Yasunari, T.; 2013. *Climate Change 2013: The Physical*

Science Basis. Chapter 10 Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional, S. 910 ff. URL: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

[Jacobson et al., 2005] Mark Z. Jacobson, 2005. Studying ocean acidification with conservative, stable numerical schemes for nonequilibrium air-ocean exchange and ocean equilibrium chemistry. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 110, D07302, doi:10.1029/2004JD005220

[Jocher, 2013] Jocher, G.; 2013. Charakterisierung der arktischen bodennahen Turbulenz unter Verwendung verschiedener Methoden der Flussberechnung und daraus resultierende Möglichkeiten für die Berechnung der bodennahen turbulenten Flüsse im regionalen Klimamodell HIRHAM5. PhD thesis. hdl:10013/epic.42416.d001

[Johannessen et al., 2004] Johannessen, O. M., Bengtsson, L., Miles, M. W., Kuzmina, S. I., Semenov, V. A., Alekseev, G. V., Nagurnyi, A. P., Zakharov, V. F., Bobylev, L. P., Petterson, L. H., Hasselmann, K. and Cattle, H. P.; 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56: 328–341. doi: 10.1111/j.1600-0870.2004.00060.x

[Klett, 1981] James D. Klett, 1981. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, Vol. 20, Issue 2, pp. 211-220 URL: <http://dx.doi.org/10.1364/AO.20.000211>

[Klett, 1985] Klett, J. (1985): Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics* 24(11): 1638–1643.

[Kleypas et al., 2006] J.A. Kleypas, R.A. Feely, V.J. Fabry, C. Langdon, C.L. Sabine and L.L. Robbins, 2006. Impacts of Ocean Acidification on Coral Reefs and Other Marine Calcifiers: A Guide for Future Research. Report of a workshop held 18-20 April 2005, St. Petersburg, FL, sponsored by NSF, NOAA and USGS, 88 pp.

[Kupfer et al., 2006] Kupfer, Heike ; Herber, Andreas ; Koenig-Langlo, Gert, 2006. Radiation Measurements and Synoptic Observations at Ny-Ålesund, Svalbard. Alfred-Wegener-Inst. Für Polar- und Meeresforschung (Berichte zur Polar- und Meeresforschung

[Matthias et al., 2004] Matthias, V. ; Freudenthaler, V. ; Amodeo, A. ; Balin, I. ; Balis, D. ; Bösenberg, J. ; Chaikovskiy, A. ; Chourdakis, G. ; Comeron, A. ; Delaval, A. ; De Tomasi, F. ; Eixmann, R. ; Hågård, A. ; Komguem, L. ; Kreipl, S. ; Matthey, R. ; Rizi, V. ; Rodrigues, J. A. ; Wandinger, U. ; Wang, X.; 2004. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments. Appl. Opt. 43, S. 961–976

[Mishchenko, 1997] Mishchenko, Michael I, Sassen, Kenneth. 1998. Depolarization of lidar returns by small ice crystals: An application to contrails. Geophysical Research Letters Volume 25, Issue 3, pages 309–312,

[Münkel, 2007] Münkel, C.; Eresmaa, N.; Räsänen, J.; Karppinen, A.; 2007. Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. Boundary-Layer Meteorology, Volume 124, Issue 1, pp 117-128

[Münkel, 2010] Münkel, C.; Roininen, R.; 2010. Automatic monitoring of boundary layer structures with ceilometer. EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.3208

[Pithan und Mauritsen, 2014] F. Pithan, T. Mauritsen, 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. Nature Geoscience 7, 181–184. doi:10.1038/ngeo2071

[Piechura et al., 2009] Piechura, Jan; Walczowski, Waldemar; Sciences, Polish A., 2009. Warming of the West Spitsbergen Current and sea ice north of Svalbard. OCEANOLOGIA, 51 (2), 2009. pp. 147 - 164.

[Quinn et al., 2007] Quinn, P.K.; Shaw, G.; Andrews, E.; Dutton, E.G.; Ruoho-Airola, T.; Gong, S.L.; 2007. Arctic haze: current trends and knowledge gaps. Tellus B, 59: 99–114. doi: 10.1111/j.1600-0889.2006.00238.x

[Schulz, 2012] Schulz, Alexander: Die Arktische Grenzschichthöhe auf der Basis von Sondierungen am Atmosphärenobservatorium in Ny-Ålesund im ECMWF-Modell, Universität Potsdam, Diplomarbeit, Juli 2012.

[Stock, 2014] Stock, M.; Ritter, C.; Aaltonen, V.; Aas, W.; Handorff, D.; Herber, A.; Trefeisen, R.; Dethloff, K.; 2014. Where does the optically detectable aerosol in the European Arctic come from?. Tellus B, 66, 21450, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v66.21450>

[Techniklexikon, 2010] Techniklexikon: Die Atmosphäre, 2010. URL: http://www.techniklexikon.net/d/die_atmoTechniklexikon:sphäre/die_atmosphäre.htm

[Tipler, 2009] Tipler, Paul A., Mosca, Gene; 2009. Physik für Wissenschaftler und Ingenieure. Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, 6. Auflage S.1220

[Vaisala, 2010] VAISALA: Vaisala Ceilometer CL51, 2010. URL: www.vaisala.com

[Weitkamp, 2005] Weitkamp, C.; 2005. Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere. Springer Verlag.

[Wikipedia, 2014a] WIKIPEDIA: Absorption – Wikipedia, Die freie Enzyklopädie, 2014 – URL: http://de.wikipedia.org/wiki/Absorption_%28Physik%29 – (Online: Stand 05. August 2014)

[Wikipedia, 2014b] WIKIPEDIA: Ny-Ålesund – Wikipedia, Die freie Enzyklopädie, 2014 – URL: http://de.wikipedia.org/wiki/Ny_Alesund - (Online: Stand 30. Juli 2014)

11. Abbildungsverzeichnis

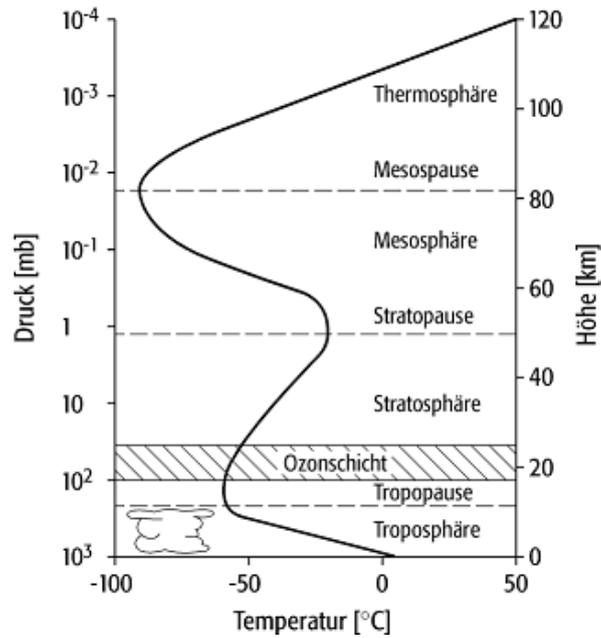
- 1.1 gemessener globaler Temperaturverlauf zwischen 1880 und 2014 relativ zu der Normalperiode 1961-1990 (rot) und Anstieg der CO₂-Konzentration gemessen am Mauna Loa Observatorium, Hawaii zwischen 1959 und 2013 (blau). [Daten: NOAA]
- 1.2 Veränderungen des Einflusses der Aerosole auf die Strahlungsbilanz infolge des Klimawandels im Jahre 2100 im Vergleich zu den heutigen Verhältnissen. [modifiziert nach Carslaw, 2010]
- 1.3 Schema der Eis-Albedo-Rückkopplung
- 1.4 Übersicht über die Forschungsstationen in den polaren Breiten. Die russische Driftstation wird meist im Herbst auf einer Eisscholle ausgesetzt und driftet über den Winter durch den Arktischen Ozean. Beginnt im nächsten Sommer die Eisscholle zu schmelzen, wird die Driftstation per Schiff evakuiert. Hier als Beispiel die ungefähre Bewegung der Driftstation vom Oktober 2012 bis zum Juni 2013. [Kartengrundlage: ESRI, Datengrundlage: DGO]
- 2.1a Absorption [Tipler, 2009]
- 2.1b induzierte Emission [Tipler, 2009]
- 2.1c spontane Emission [Tipler, 2009]
- 2.1d elastische Streuung [Tipler, 2009]
- 2.1e Stokes-Raman-Streuung [Tipler, 2009]
- 2.1f Anti-Stokes-Raman-Streuung [Tipler, 2009]
- 3.1 Übersichtskarte Spitzbergen [Europa, 2011]
- 3.2 Meereisverteilung und Meeresströmungen in der Arktis [Ministry of Justice and Public Security, Oslo (Norwegen)]
- 3.3 Temperaturverlauf und Verteilung des Niederschlags über das Jahr gemittelt über die letzte Normalperiode 1961-1990 für Ny-Ålesund [Daten: Wikipedia, 2014b]

- 4.1 VAISALA Ceilometer CL51 auf dem Meteorologie- und Strahlungsmessfeld der AWIPEV-Forschungsbasis [Jürgen Gräser]
- 4.2 Innengehäuse des VAISALA Ceilometers CL51 [Vaisala, 2010]
- 4.3 Schematischer Aufbau der neuen Generation der Einzellinsenoptik [Münkel, 2007]
- 4.4 Ablauf des Sky Condition Algorithmus [Vaisala, 2010]
- 4.5 Die Wolkenbedeckung vom 16. Juni bis zum 18. Juni 2014 über Ny-Ålesund gemessen mit dem Ceilometer CL51. Die blauen Punkte zeigen die Höhe der ersten Wolkenschicht, die grünen Punkte die Höhe der zweiten Wolkenschicht und die roten Punkte die Höhe der dritten Wolkenschicht.
- 6.1a Rückstreuprofil am 06.04.2014 unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und eines LiDAR-Verhältnisses von 32.
- 6.1b Rückstreuprofil unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem falschen LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- 6.1c Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 3 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 32. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- 6.1d Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 4 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 32. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- 6.2a Rückstreuprofil aus Ceilometer-Daten mit einem BSR von 3.47 abgeleitet aus dem Rückstreuprofil des KARL vom 06.04.2014.
- 6.2b Rückstreuprofil aus KARL-Daten vom 06.04.2014, umgerechnet in die Wellenlänge und in die räumliche und zeitliche Auflösung des Ceilometers.

- 6.3c Kombiniertes Rückstreuprofil aus KARL- und Ceilometer-Daten vom 06.04.2014 (Abb. 6.2a,b).
- 7.1 Neigung des Ceilometers in zwei verschiedenen Winkeln θ_1 und θ_2 . Zur Lösung der LiDAR-Gleichung wird eine horizontal homogene Atmosphäre angenommen, d.h. innerhalb einer Höhe z_i wird überall der gleiche Rückstreukoeffizient β_i gemessen.
- 7.2a Rückstreuprofil aus KARL-Daten (532nm) vom 06.04.2014. Auf der Grundlage dieser Daten wurden synthetische Signale für das geneigte Ceilometer erzeugt.
- 7.2b Mithilfe der Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten der KARL-Daten vom 06.04.2014 erzeugte synthetische Signale. Die blaue Kurve zeigt das Signal in einem Messwinkel von 10° . Die rote Kurve zeigt das Signal in einem Messwinkel von 60° .
- 7.3a,b Bei der Messung in kleinen Winkeln, ist die Aerosol-optische Dicke mit einem sehr großen Fehler behaftet. Auch eine Verbesserung der Winkelgenauigkeit oder des Signal-zu-Rausch-Verhältnis führt nicht zu einem guten Ergebnis. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnis)
- 7.4a,b Eine Vergrößerung der Winkeldifferenz bewirkt eine erhebliche Verbesserung der Genauigkeit der AOD. Allerdings wird durch die Vergrößerung der Winkeldifferenz die Annahme einer homogenen Atmosphäre gefährdet. Eine Verringerung des Fehlers im Signal bewirkt nur eine geringe Verbesserung der Genauigkeit der AOD. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)
- 7.5a,b Wählt man die Winkel sehr groß, so hat eine Verringerung des Fehlers im Signal nahezu keinen Einfluss auf die Genauigkeit der AOD. Die Genauigkeit der AOD wird maßgeblich durch die Winkelgenauigkeit bestimmt. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

- 7.6a,b Wählt man Winkel $\theta_1 = 35^\circ$ und $\theta_2 = 45^\circ$, so kann bei guter Winkelgenauigkeit eine Genauigkeit der AOD von 0.2 m^{-1} erreicht werden. Der Abstand beider Messpunkte in einer Höhe von 500 m beträgt dabei etwa 140 m. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)
- A1 Temperaturverlauf in der Atmosphäre. Die Temperaturzunahme in der Stratosphäre ist auf die Absorption solarer UV-Strahlung durch das Ozon in der Ozonschicht zurückzuführen. [Techniklexikon, 2010]
- A2 Überblick über die AWIPEV-Station [AWIPEV, 2014]
- A3 Rückstreuprofil unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem falschen LiDAR-Verhältnis von 16. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- A4 Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 3 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- A5 Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 4 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.
- A6 Zunahme des Abstandes der geneigten Messung zur vertikalen Messung bei Vergrößerung des Winkels.
- A7 Bei der Wahl von Winkeln $\theta_1 = 45^\circ$ und $\theta_2 = 50^\circ$ beträgt der Abstand beider Messpunkte in 500 m Höhe weniger als 100 m. Bei guter Winkelgenauigkeit kann hier ebenfalls eine Genauigkeit der AOD von etwa 0.2 m^{-1} erreicht werden. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

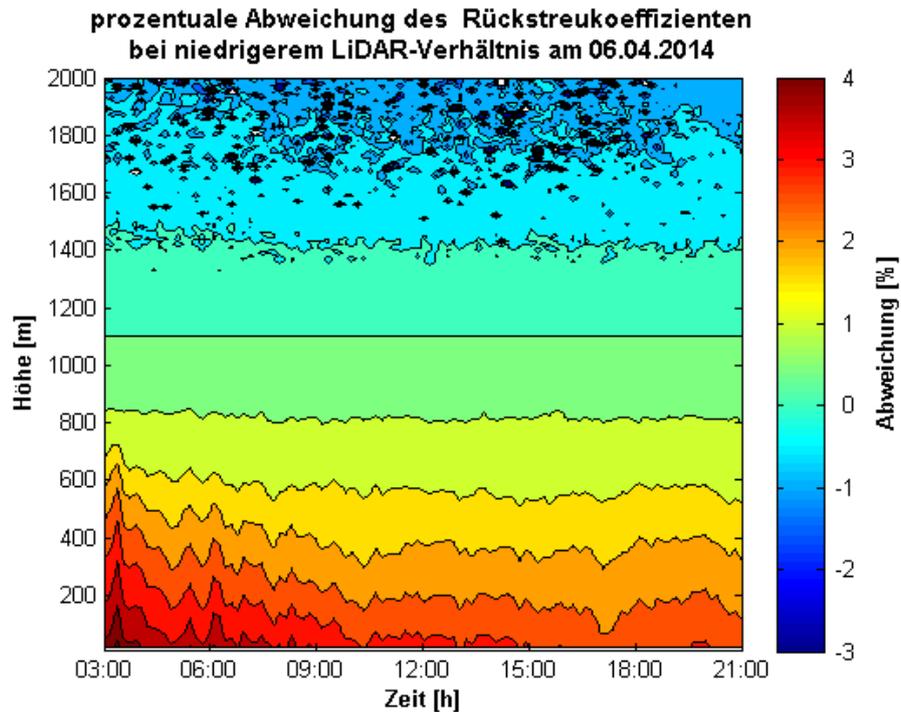
Anhang



A1:
 Temperaturverlauf in der Atmosphäre. Die Temperaturzunahme in der Stratosphäre ist auf die Absorption solarer UV-Strahlung durch das Ozon in der Ozonschicht zurückzuführen. [Techniklexikon, 2010]

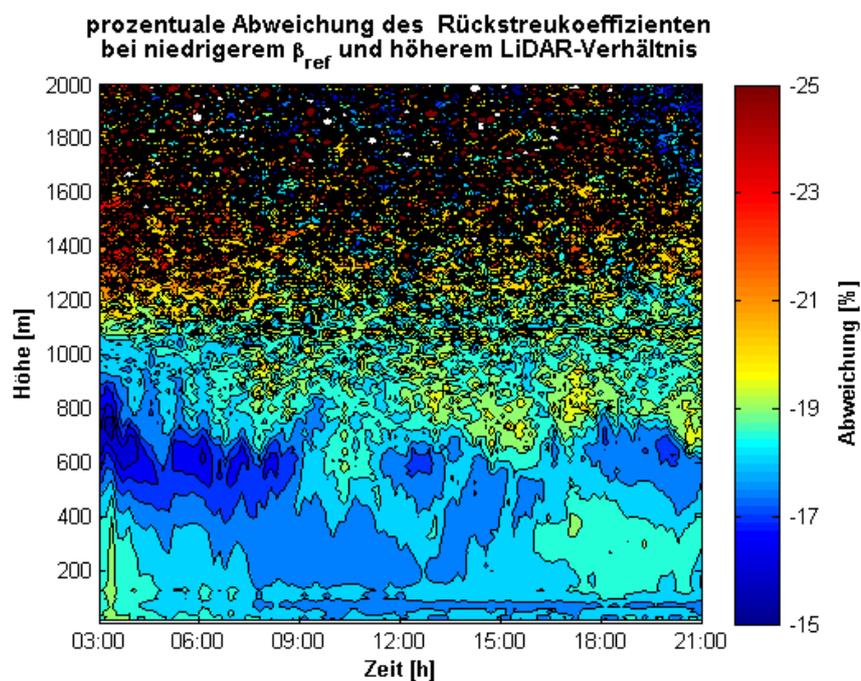


A2: Überblick über die AWIPEV-Station [AWIPEV, 2014]



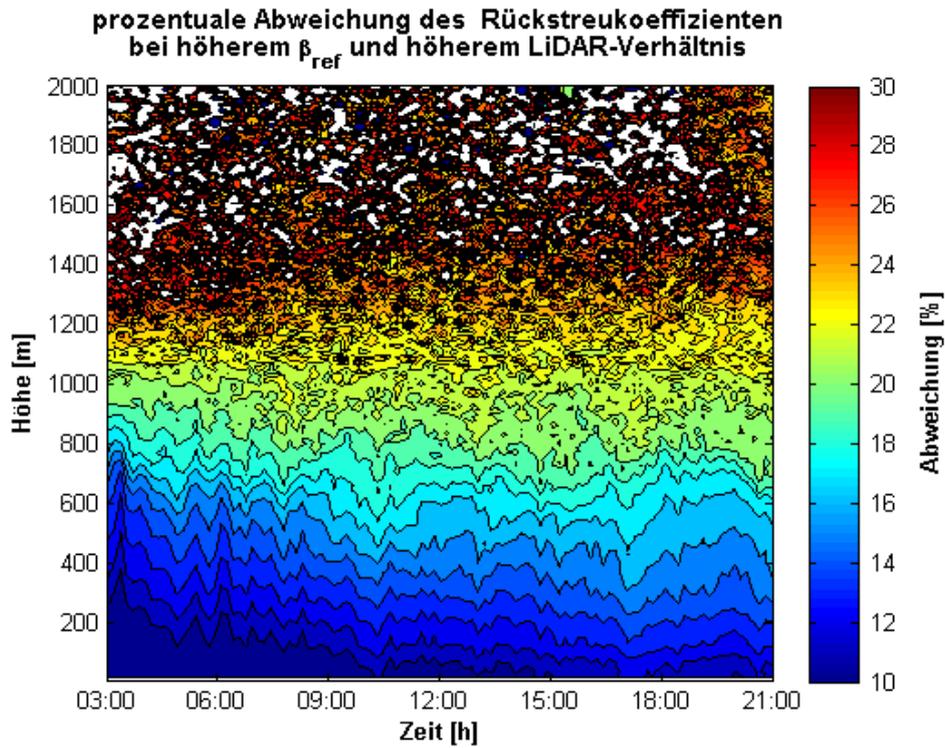
A3:

Rückstreuprofil unter der Annahme des korrekten BSR von 3.47 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem falschen LiDAR-Verhältnis von 16. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.



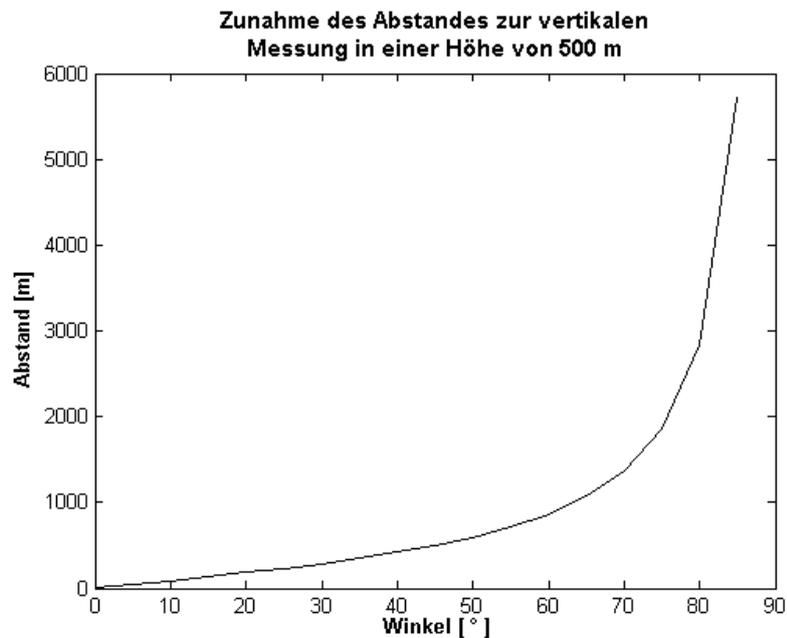
A4:

Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 3 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.



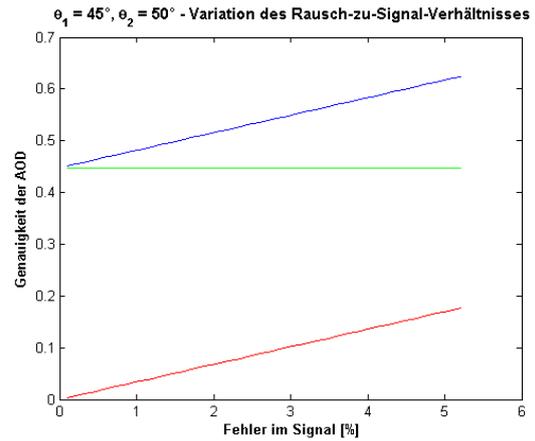
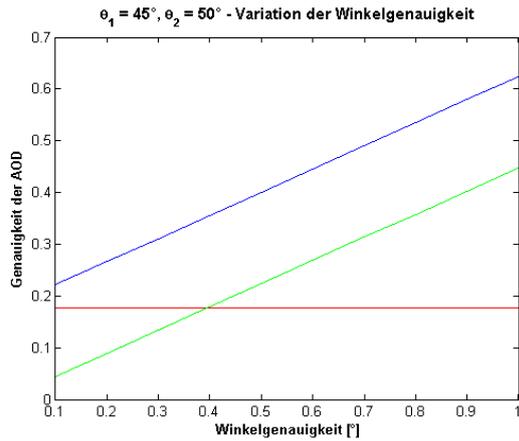
A5:

Rückstreuprofil unter der Annahme eines falschen BSR = 4 in einem Höhenbereich von 1000 bis 1200m und einem LiDAR-Verhältnis von 64. Dargestellt ist die prozentuale Abweichung zum Rückstreuprofil mit korrektem BSR von 3.47 und einem LiDAR-Verhältnis von 32.



A6:

Zunahme des Abstandes der geneigten Messung zur vertikalen Messung bei Vergrößerung des Winkels.



A7:

Bei der Wahl von Winkeln $\theta_1 = 45^\circ$ und $\theta_2 = 50^\circ$ beträgt der Abstand beider Messpunkte in 500 m Höhe weniger als 100 m. Bei guter Winkelgenauigkeit kann hier ebenfalls eine Genauigkeit der AOD von etwa 0.2 m^{-1} erreicht werden. (blau – Gesamtfehler in AOD, grün – Fehler durch Term der Winkelgenauigkeit, rot – Fehler durch Term des Rausch-zu-Signal-Verhältnisses)

Selbstständigkeitserklärung

Der Verfasser erklärt an Eides statt, dass er die vorliegende Arbeit selbstständig, ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als die angegebenen Hilfsmittel angefertigt hat. Die aus fremden Quellen (einschließlich elektronischer Quellen) direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind ausnahmslos als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form oder auszugsweise im Rahmen einer anderen Prüfung noch nicht vorgelegt worden.

Voigt, Claudia

Ort, Datum